GEOLOGISCHE KARTE

DES

BÖHMISCHEN MITTELGEBIRGES

BLATT VIII (UMGEBUNG VON SALESEL)

NEBST ERLÄUTERUNGEN.

AUFGENOMMEN VON J. E. HIBSCH, G. IRGANG, A. PELIKAN UND F. SEEMANN.
ZUSAMMENFASSUNG UND ERLÄUTERUNGSTEXT

VON

DR. J. E. HIBSCH.

BEARBEITET UND HERAUSGEGEBEN MIT UNTERSTÜTZUNG DER GESELLSCHAFT ZUR FÖRDERUNG DEUTSCHER WISSENSCHAFT, KUNST U. LITERATUR IN BÖHMEN.

MIT EINER GEOLOGISCHEN KARTE, 3 TAFELN UND 14 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1917.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

BUCHHÄNDLER DER KAISERLICHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN,

I., ROTENTURMSTRASZE 25.

GEOLOGISCHE KARTE

DES

BÖHMISCHEN MITTELGEBIRGES.

BLATT VIII (UMGEBUNG VON SALESEL)

NEBST ERLÄUTERUNGEN.

AUFGENOMMEN VON J. E. HIBSCH, G. IRGANG, A. PELIKAN UND F. SEEMANN.
ZUSAMMENFASSUNG UND ERLÄUTERUNGSTEXT

VON

DR. J. E. HIBSCH.

BEARBEITET UND HERAUSGEGEBEN MIT UNTERSTÜTZUNG DER GESELLSCHAFT ZUR FÖRDERUNG DEUTSCHER WISSENSCHAFT, KUNST U. LITERATUR IN BÖHMEN.

MIT EINER GEOLOGISCHEN KARTE, 3 TAFELN UND 14 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1917.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
BUCHHÄNDLER DER KAISERLICHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN,
I., ROTENTURMSTRASZE 25.

Separat-Abdruck aus „Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteilungen, herausgegeben von F. Becke“, XXXIV. Band, 3. u. 4. Heft.

Allgemeines.

Das Gebiet des Blattes Salesel erstreckt sich über einen Teil des mittleren böhmischen Mittelgebirges, das hier im allgemeinen eine plateauförmige Landschaft mit welliger Oberfläche und einzelnen aufgesetzten Bergrücken und Kegeln bildet. Siehe Titelbild. In das Plateau sägten der Elbstrom und seine Zuflüsse tiefe, steilgeböschte Täler ein. Die mittlere Höhe der Oberfläche des Gebietes bewegt sich zwischen 320*m* und 430*m* S. H., die überragenden Höhen erreichen mit dem Kegel des Kletschen 705*m*, im Staudenberge 553*m*, am Deblikb erge 456*m* und an der Mache 480*m* über dem Meeresspiegel. Der höchste Punkt der Karte (705*m*) ist die Spitze des Kletschen, der tiefste liegt bei rund 135*m* S. H. beim Austritte der Elbe aus dem Gebiete. Der Taleinschnitt des Elbestromes von der Plateauhöhe 430*m* bis zum tiefsten Punkte bei 135*m* besitzt demnach eine Tiefe von rund 300*m* und vom Staudenberg (553*m*), der an der Kante des Elbtales steht, sogar eine Tiefe von rund 420*m*.

Für die Gliederung des Gebietes sind aus diesem Grunde die Einschnitte der Elbe und ihrer Zuflüße maßgebend. Die Elbe tritt von Süden her im weiten Tale mit nördlicher Stromrichtung in das

Kartengebiet ein; südlich Zirkowitz aber verengt sich das Tal und bei Zirkowitz und Salesel wendet sich der Strom nach Osten bis gegen Sebusein, um von hier im steil geböschten, engen Tale seine süd-nördliche Hauptrichtung wieder aufzunehmen bis zum Nordrand der Karte. Auf der rechten Seite der Elbe münden folgende Talfurchen ein (von Süd gegen Nord): 1. Bei Sebusein das Tlutzener Tal. 2. Nördlich Kolleben das Ritina-Tal. 3. Das Tannbusch-Tal und 4. bei Birnai das Prutscheltal. Linkseitig münden ins Elbtal zumeist nur kurze, steile Tälchen mit kleinen Bächlein: 1. Nördlich Praskowitz der Mühlbach, dann 2. das Bächlein vom Barbarabrunnen, 3. der Dubitzer und 4. bei Salesel der Morwaner Bach, der den Mariengrund durchfließt, endlich 5. von Qualen herab der Lischkengraben bei der Weinpresse. In der Nordwestecke des Gebietes führt das kleine Biela-Flüßchen die trüben Abwässer aus dem Braunkohlenbecken von Brüx—Dux—Teplitz über Türmitz und Aussig in östlicher Richtung der Elbe zu. Die Biela nimmt die Niederschlagswässer fast der ganzen Westhälfte des Gebietes auf, weil dieser Teil der Landschaft sanft in nordwestlicher Richtung zum Bielatale abfällt. Der Schimaer und der Radzeiner Bach münden nach ihrer Vereinigung im Dorfe Staditz (durch die Přemyslsage bekannt) in die Biela. Nordöstlich Staditz fließt der von Suchei kommende Bach der Biela zu.

Die Talfurchen der Elbe und der Biela zerteilen unser Gebiet in drei ungleiche Teile: 1. Der kleinste Teil liegt nördlich der Biela im Nordwestwinkel des Blattes. Er stellt die Fortsetzung des Südabfalls des Rabenei-Plateaus vom Kartenblatte Aussig dar und besteht vorzugsweise aus Basalttuffen mit eingeschalteten Diatomeenschieferlagen und mit aufgelagerten Basaltblockhalden, ferner aus Lößlehm. Fast der ganze Talhang nördlich der Biela ist ein großes Rutschgebiet. 2. Den größten Abschnitt vom Gebiete nimmt der Teil zwischen der Biela und der Elbe ein. Er stellt ein welliges Plateau dar, das vom Bielatal angefangen in der Richtung nach SO ansteigt und die größte Höhe an der Elbtalkante erreicht. Gegen das Elbtal fällt das Plateau steil ab. 3. Der dritte Teil, rechts der Elbtalfurche, wird durch die oben genannten, am rechten Elbufer einmündenden Täler in fünf ungleich große Abschnitte zerlegt: *a)* Nördlich Birnai und nördlich des Prutscheltales. *b)* Zwischen Prutschel- und Tannbuschtal liegt der mit gewaltigen basaltischen Blockhalden bedeckte, steile Abfall der Teufelstube vom Blatte Leitmeritz. *c)* Südlich vom Tannbuschtal

liegt der Steinhübel, ein kleines, ebenes, bis 380 *m* S. H. ansteigendes Plateau, von Basalttuff und drei Basaltdecken gebildet, im Süden durch das Ritinatal begrenzt. *d)* Östlich Sebusein erhebt sich der Faule Berg, der sich weiter östlich mit der Mache, dem bekannten Aussichtspunkte, verbindet. *e)* Südlich von Sebusein, zwischen dem Tlutzener Tale und der Elbe erstreckt sich der fünfte Abschnitt, der den ganzen Südosten des Blattes einnimmt, mit dem steilen, reich gegliederten Deblikberge, der Trabitze und dem flach geböschten Elbtalgehänge bei Libochowan und Rzepnitz.

Die Formen der Oberfläche des Gebietes sind durch den geologischen Bau und die geologischen Ereignisse bedingt. In geologischer Beziehung beteiligen sich am Aufbau: 1. Meeresablagerungen der jüngeren Kreideformation in Form von Sandsteinen, Kalk- und Tonmergeln. 2. Süßwassersedimente aus der Tertiärzeit (Sande und Letten). 3. Tertiäre vulkanische Auswurfsmassen. 4. Ablagerungen aus fließendem Wasser des diluvialen Zeitalters (Sande und Schotter) und umgelagerte Absätze aus bewegter Luft (Lößlehm). 6. Alluvionen verschiedener Art.

Ablagerungen aus der Kreidezeit treten vorzugsweise im südlichen Teile des Gebietes zutage. Entlang von WSW—ONO gerichteten Staffelbrüchen sind die Kreidegebilde von der Gneisplatte an, die südlich Libochowan, 0·5 *km* vom Südrande der Karte entfernt, im südlich angrenzenden Kartengebiete (Lobositz) hervortritt, von Süd nach Nord in immer tiefere Lagen gesunken, bis sie endlich unter dem Elbspiegel verschwinden. Nur westlich Salesel tauchen sie noch einmal auf.

Auf den Kreidesedimenten ruhen in gleichmäßiger Lagerung die tertiären Süßwasserablagerungen. Tertiäre und kretazische Sedimente tragen vulkanische Ausbruchsmassen. Diese lagern den Sedimenten entweder einfach auf oder sie durchbrechen dieselben in Schloten und Gängen.

Die gegenwärtige Oberfläche der Landschaft und ihre Formen sind das Ergebnis des seit dem Ausgang der Tertiärzeit tätigen Abtrages und der Erosion, die namentlich während des mittleren Diluviums am kräftigsten wirkte. In der ältesten Diluvialzeit lag die Landoberfläche um vieles höher als heute; wir finden Flußablagerungen aus dieser Zeit in 440 *m* Seehöhe, an 300 *m* über dem heutigen Elbspiegel. Abtrag und Erosion müssen das Land seit der genannten

Zeit um diesen Betrag von rund 300 *m* erniedrigt haben. Der Abtrag vollzog sich in ungleicher Weise, weichere Sedimente und weniger harte Eruptivmassen wurden in stärkerem Grade erfaßt als feste Eruptivgebilde. Letztere wuchsen als Härtlinge in Form von Rücken oder Kegeln über ihre Umgebung empor, erstere wurden eingeebnet. Deshalb treten an manchen Orten des Kartengebietes im gleichen Niveau Sedimente und Eruptivmassen nebeneinander an die Oberfläche, während ihre Oberflächen ursprünglich sich in sehr ungleicher Höhenlage befunden haben. So stark ist das Land eingeebnet, daß die vielen Brüche, die das Gebiet durchsetzen, oberflächlich nur selten in die Augen fallen und nur mit Mühe aufgefunden und verfolgt werden können.

Durch die fließenden Wässer wurden tiefe Talrinnen eingerissen, die in den weichen Sedimenten nur von flach geböschten Talgehängen (z. B. im südlichen Teile des Elbtales), in den harten Eruptivmassen aber von hohen, steilen Wänden eingefaßt werden.

Infolge dieser Verhältnisse und Vorgänge zeigt die Oberfläche des dargestellten Gebietes außer einer reichen Gliederung großen Formenreichtum und bietet deshalb malerische und mannigfaltige Landschaftsbilder.

Vom Menschen sind alle geeigneten Landflächen in Kultur genommen worden. Die ebenen Flächen auf den hoch gelegenen Tafelländereien stehen fast durchwegs unter dem Pfluge, die Talsohlen und Talgehänge sind in blühendes Gartenland umgewandelt. Günstige klimatische Verhältnisse ermöglichen sogar die Kultur der Weinrebe, des Pfirsich und der Aprikose. Nicht mit Unrecht wird Salesel als das „böhmische Meran“ gepriesen und gern besucht, namentlich zur Zeit der Obstblüte.

Die steileren Gehänge der Talflanken und der Berge sind mit Wald bedeckt, wenn nicht Blockhalden die Bildung einer Humusdecke verhindert haben. Schwarze Basaltfelsen überragen schließlich die Wälder.

Die geologischen Gebilde des Kartengebietes lassen sich in folgender Weise gliedern.

I. Obere Kreideformation.

1. Unterturon. Zone des Inoceramus labiatus. Sehr feinkörnige Sandsteine mit kalkig-tonigem Bindemittel.

2. Mittelturon. Zone des Inoceramus Brongniarti. Grobkörnige Quarzsandsteine mit tonigem Bindemittel.

3. Oberturon.
- Unteres. Untere Scaphiten-Zone. Kalkmergel.
- Mittleres. Obere Scaphiten-Zone. Tonmergel.
- Oberes. Zone des Inoc. Cuvieri. Tonmergel.

4. Emscher. Tonmergel.

II. Tertiärformation.

1. Mitteloligozän. Sande. Letten. Tone. Brandschiefer. Kieselige Sandsteine.

2. Oberoligozän. Tuffite. Basalttuffe. Diatomeen- und Brandschiefer. Basalte. Melilith-Nephelinbasalt. Basanite. Sodalithtephrit. Leuzittephrit. Monchiquite. Sodalithgauteite. Phonolithe.

3. Untermiozän. Letten.

III. Diluvium. Sande der Hochterrassen, Mittel- und Niederterrassen. Lößlehme.

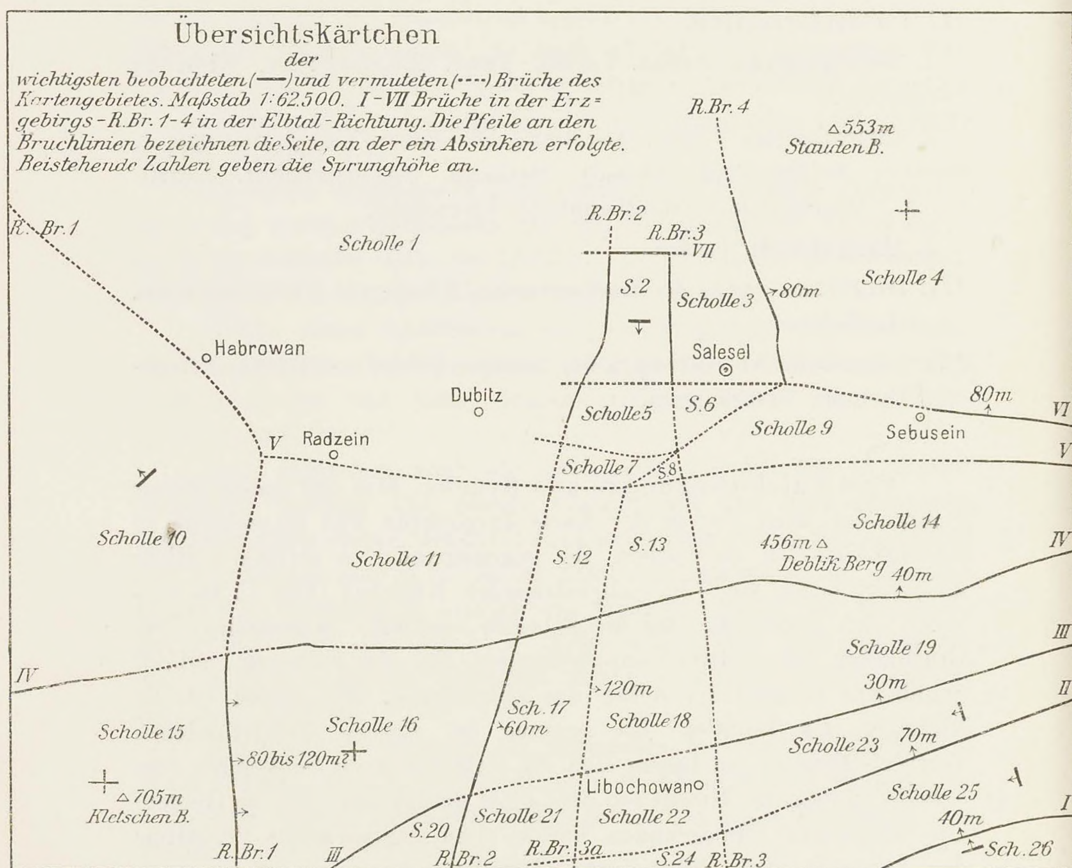
IV. Alluvium. Ablagerungen der heutigen Flüsse und Bäche. Schutthalden. Rutschungen.

Vertikal-Bewegungen und Brüche. Wie das ganze Mittelgebirge ist auch der in der Karte dargestellte Teil mannigfach in einzelne Schollen zerbrochen, die gegeneinander in vertikaler Richtung verschoben sind. Im nebenstehenden Kärtchen (Fig. 1) ist versucht, das Bruchnetz, das die Schollen begrenzt, darzustellen. Die Bruchlinien folgen zwei Hauptrichtungen, die eine Richtung verläuft annähernd parallel der Achse des Erzgebirges, die zweite ist die Richtung des Elbtales. Die entlang der Brüche stattgefundenen Vertikal-Bewegungen lassen sich am einfachsten als Senkungen von Schollen auffassen. Hiemit soll aber nicht gesagt sein, daß im Gebiete nur Senkungen stattgefunden hätten. Das gegenwärtige Verhältnis der gegeneinander verschobenen Schollen zueinander kann auch durch Hebung zustande gekommen sein. Wenn in Folgendem von Senkungen die Rede ist, so soll dadurch nur die gegenseitige Lage der Schollen ausgedrückt werden.

Das Bruchkärtchen verzeichnet 26 einzelne Schollen, ohne daß dadurch die Schollenanzahl erschöpft wäre; nur die wichtigsten Brüche sind in das Kärtchen eingetragen worden.

Besonders auffällig erscheint ein staffelförmiges Senken der Schollen von Süd nach Nord und von West gegen Ost bis zur Mitte des Blattes. Ein Pfeil an den im Kärtchen angegebenen Bruchlinien bezeichnet die Seite, an welcher ein Absinken angenommen ist; die Sprunghöhe der Verwerfung ist durch beigeschriebene Zahlen ersichtlich.

Fig. 1.



In verhältnismäßig höchster Lage befindet sich die Scholle 15 in der Südwestecke des Kartenblattes. Als Vergleichshorizont wurde die Grenzfläche zwischen den obersten Kreidemergeln und den auflagernden Tertiärablagerungen gewählt. Diese Grenzfläche liegt in der Scholle 15 bei 500*m* S. H., sinkt in der östlich angrenzenden

Scholle 16 auf 380*m*, in Sch. 17 auf 320*m* und in Scholle 18 auf 200*m* S. H. herab. Die gleiche Grenzfläche befindet sich im Bereiche der Scholle 26 in der SO-Ecke der Karte bei 390 bis 400*m* S. H., sinkt in Sch. 25 auf 360*m*, in Sch. 23 auf 290*m* und des weiteren in Sch. 19 auf 260*m*, in Sch. 14 auf 220*m* und endlich in Sch. 4 bis auf 140*m* S. H.

Durch die in der Mitte des Blattes tief gelegene Schollenreihe 22, 18, 13 und 8 wurde für das Elbtal eine Rinne vorgezeichnet, durch die die Wässer der Elbe zur tiefstgelegenen Scholle 4 vordringen konnten.

Die Brüche besitzen ein verschiedenes Alter. Die Bewegungen an allen genannten Schollen fanden erst nach dem Mitteloligozän statt, weil die mitteloligozänen Ablagerungen an den Verwerfungen teilgenommen haben. An den Brüchen I, II, III und IV wurden beispielsweise kretazische und tertiäre Sedimente in gleicher Weise verworfen. Die Brüche V und VI begrenzen eine vulkanische Ausbruchsspalte, was namentlich östlich von Sebusein gut in die Erscheinung tritt. Aber auch entlang der Brüche IV, III und I fanden vulkanische Ausbrüche statt. Die genannten Brüche sind demnach wohl oberoligozänen Alters.

Die Schollen 2 und 5 zeigen gestörte Lagerung, sie fallen mit 30° nach Süd ein. Die gestörten Tufflagen werden im Bereiche der Scholle 5 von ziemlich horizontal ausgebreiteten Tephrit- und Basaltkörpern überdeckt. Die Störung muß demnach während des Oberoligozäns vor sich gegangen sein. Hingegen scheint die Neigung der Scholle 10 gegen NW erst zu Beginn des Miozän stattgefunden zu haben. Auf die Dislokation dieser Scholle folgte dann die Auflagerung der untermiozänen Letten westlich und nördlich von Schima.

Bereits vor vielen Jahren wurde die geologische Aufnahme vorliegenden Kartenblattes durch G. Focke in Angriff genommen. Leider unterbrach ein früher Tod die begonnene hoffnungsvolle Arbeit. Später entschloß sich A. Pelikan, Blatt Salesel zu bearbeiten. Als vorläufiges Ergebnis seiner Untersuchungen wurde 1906 die Studie über den „Analzimphonolith vom Kubatschkaberge nordwestlich von Pras-

kowitz an der Elbe" veröffentlicht.[1]) In der Folge kartierte G. Irgang den Kartenteil rechts der Elbe.

Nach der Vollendung des Kartenblattes Lewin der geologischen Karte des Mittelgebirges erschien es wünschenswert, auch das letzte noch ausstehende Blatt des gesamten Kartenwerkes, Salesel, rasch abzuschließen und so das Kartenwerk in einem Zuge zu vollenden. Deshalb setzten J. E. Hibsch und F. Seemann die von A. Pelikan begonnene Aufnahme auf dessen Wunsch während des Sommers 1914 fort. F. Seemann kartierte die beiderseitigen Gehänge des Bielatales im Nordwestwinkel des Blattes bis zur Straße von Staditz über Suchei nach Steben. Durch den Ausbruch des Weltkrieges wurde F. Seemann von seiner Arbeit abberufen. Er eilte zu den Fahnen und fand schon am 16. August 1914 in Serbien den Heldentod.

Von J. E. Hibsch wurde während der Sommermonate 1914 und 1915 der ganze übrige Kartenteil links der Elbe neu aufgenommen und der Teil rechts der Elbe nochmals abgegangen, um die zahlreichen Verwerfungen dieses Kartenteiles festzulegen und für die Reinzeichnung der ganzen Karte und für die Beschreibung ein einheitliches Bild zu erhalten.

Die Bearbeitung des im Felde aufgesammelten Materials fand durch J. E. Hibsch im Mineralogisch-petrographischen Institute der Universität zu Wien statt. Dem Leiter dieses Instituts, Hofrat F. Becke, dankt der Verfasser herzlich für geleistete Hilfe.

Besonderen Dank muß der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen ausgesprochen werden für die zur Aufnahme und Drucklegung des Blattes gewährten Unterstützungen.

I. Obere Kreideformation.

Glieder der Oberen Kreideformation stellen die ältesten Sedimente und überhaupt die ältesten geologischen Gebilde des Kartengebietes dar. Im südlichen Teile treten sie in zusammenhängender Weise auf, dem nördlichen Teile fehlen sie vollständig, im mittleren Teile des Blattes kommen nur bei Salesel einzelne, völlig isolierte Kreidegebilde infolge besonderer tektonischer Vorgänge zum Vorschein.

[1]) Tschermaks Min. u. petr. Mitteil. XXV. 1906, S. 118—126.

Die im Bereiche des böhmischen Mittelgebirges zum Absatze gelangten Kreidesedimente gliedern sich bekanntlich in folgender Weise: Zu unterst Zenoman, dann Unter-, Mittel- und Oberturon, endlich Emscher. Von diesen Abteilungen treten im Kartengebiete nur Emscher, Ober-, Mittel- und Unterturon zutage, während zenomane Ablagerungen nicht die Oberfläche erreichen.

Turon und Emscher.

Diese Abteilungen zeigen im Kartengebiete folgende Entwicklung:

Emscher	Schichten mit Ammonites subtricarinatus u. A. Texanus	Tonmergel, dünnplattige Kalkmergel	Mächtigkeit an 100 *m*
Oberturon	Zone d. Inocer. Cuvieri Goldf. = J. Schlönbachi Böhm.		
	Obere Scaphitenzone mit Scaphites Fritschi Gross und Sc. Geinitzi		
	Untere Scaphitenzone mit Spondylus spinosus und Scaphites Geinitzi	Kalkmergel	
Mittelturon	Zone des Inocer. Brongniarti = J. Lamarcki Park.	Grobkörnige Quarzsandsteine mit tonigem Bindemittel	
Unterturon	Zone des Inocer. labiatus	„Sandige Pläner“ (Sehr feinkörnige Sandsteine mit kalkig-tonigem Bindemittel)	

Die Stufen des Unter- und Mittelturon sowie auch die untere Scaphitenzone lassen sich sowohl von einander, als auch von der oberen Scaphitenzone durch ihre verschiedene petrographische Entwicklung und durch die Lagerungsverhältnisse leicht und scharf abtrennen. Eine Trennung der oberen Scaphitenzone von der Zone des Inoceramus Cuvieri und eine Trennung dieser Zone von dem überlagernden Emscher ist jedoch nicht durchführbar, ihre petrographische Entwicklung ist die gleiche, sie bestehen durchwegs aus den gleichen Tonmergeln. Deshalb wurden sie als einheitliche Schichtenreihe in der Karte zusammengefaßt und mit dem Zeichen tcm versehen, wie das auch schon auf dem Blatte Leitmeritz geschehen ist.

Die obersten Lagen dieser Tonmergel aus dem Einschnitte der Aussig-Teplitzer Eisenbahn zwischen dem Großen und Kleinen Debus bei 380 *m* S. H. lieferten einen Abdruck von Mortinoceras Texanum Röm., weshalb sie, wie auch die Tonmergel des gleichen Horizontes der anderen Vorkommnisse dem Emscher zugewiesen werden müssen. Aus den Gründen, die in den Erläuterungen zu Blatt Leitmeritz angeführt sind, entsprechen die untersten Lagen des 100 *m* mächtigen Komplexes von Tonmergeln der oberen Scaphitenzone. In der großen Reihe von Tonmergeln ist deshalb nicht, wie auf den früher erschienenen Blättern der Mittelgebirgskarte und den zugehörenden Erläuterungen (ausgenommen Blatt Leitmeritz) angegeben worden ist, bloß die Zone des Inoceramus Cuvieri Goldf. (= J. Schlönbachi Böhm) vertreten, sondern außer dieser Zone noch der obere Teil der Scaphitenzone und der unterste Emscher. Da aber im Felde eine Abtrennung dieser drei Glieder von einander — wie schon erwähnt — nicht durchführbar ist, so wurde die gesamte Schichtenreihe dieser Tonmergel einheitlich mit tcm wie auf den früheren Karten bezeichnet. Wir legen ihr aber gegenwärtig einen anderen Sinn unter.

I. Unterturon. Zone des Inocer. labiatus [t l].

Dieser Zone wurden die „sandigen Pläner" zugewiesen, welche am Südrande der Karte südöstlich von Rzepnitz anstehen und durch einen Steinbruch bei 258 *m* S. H. aufgeschlossen sind. Die Schichten dieser Zone bestehen aus sehr feinkörnigen, fast dichten, hell bräunlich gefärbten Sandsteinen mit kalkig-tonigem Bindemittel. Stellenweise treten kräftiger gefärbte bräunlichgelbe Streifen hervor. In der Zusammensetzung der Sandsteine überwiegen die feinen Quarzkörnchen gegenüber dem kalkig-tonigen Bindemittel; mit Salzsäure brausen sie deshalb sehr träge.

Die oberen durch den genannten Steinbruch erschlossenen Lagen zerblättern, bis 5 *m* von der Oberfläche herab, an der Luft in dünne Scherben, die unteren sind hart und fest. Sie finden als Bruchsteine Verwendung. Von den früheren Beschreibern der nordböhmischen Kreide-Ablagerungen sind feinkörnige Sandsteine dieser Art „sandiger Pläner" genannt worden. — Fossilien wurden in ihnen nicht aufgefunden. Nach Süden setzen sie sich über die Grenze des Blattes ins benachbarte Gebiet von Lobositz fort. Hier führen sie Fossilien, die es ermöglichten, ihre stratigraphische Stellung festzulegen.

Die Schichten dieser Zone grenzen sich gegen Norden durch eine scharfe Bruchlinie (Bruchlinie I in Fig. 1 auf Seite 6) ab. Sie streichen WSW und fallen mit 10—15° nach N. Nördlich der Bruchlinie lagern Kalkmergel der unteren Scaphitenstufe, die NS streichen und ein Verflächen mit 15° nach West aufweisen.

2. Mittelturon. Zone des Inocer. Brongniarti [t b s].

Östlich vom vorgenannten Steinbruche mit den feinkörnigen Labiatus-Sandsteinen treten am Südrande der Karte (Rzepnitz SO) bei 280—300*m* S. H. grobkörnige, eisenreiche, braun gefärbte, dickbankige Quarzsandsteine mit tonigem Bindemittel vom südlich angrenzenden Blatte Lobositz herüber, die hier der Brongniarti-Zone zugewiesen wurden. Sie gehören zur gleichen Scholle wie die beschriebenen „sandigen Pläner“ der Labiatus-Zone, streichen gleichfalls WSW und fallen auch mit 10—15° nach N. Ebenso werden sie von der gleichen Bruchlinie (I) im Norden abgeschnitten und grenzen hier an Mergel, der einem viel höheren Horizonte angehört, durch Verwerfung aber in das Niveau der mittelturonen Sandsteine gelangt ist.

3. Oberturon. Untere Scaphiten-Zone [t b m].

Im Dorfe Libochowan bei 155*m* S. H. und östlich davon bis 240*m* S. H. östlich vom Dorfe Rzepnitz, namentlich in diesem Dorfe selbst, dann nördlich der Bruchlinie II (siehe Fig. 1 auf Seite 6) nordwestlich von Rzepnitz bis zu 190*m* S. H. tritt fester, fast weißer „Pläner“ auf. Dieses Gestein ist ein harter, dichter, an Foraminiferengehäusen reicher Kalkmergel, der dem Pläner von Strehlen und dem Kalkmergel vom Gaubehofe (Pfaffhofe) westlich Leitmeritz[1]) mit Spondylus spinosus, Scaphites Geinitzi, Terebratula semiglobosa, Inoceramus latus S o w. und Inoc. Brongniarti (Lamarcki P a r k.) entspricht.

Der Kalkmergel besteht vorzugsweise aus einem sehr feinkörnigen Aggregate von Calcit. Ab und zu treten Glaukonitkörnchen auf, zum Teil in chloritische Substanzen zersetzt. In manchen der zahlreichen Foraminiferen-Schalen liegen braune, undurchsichtige Ballen, wohl organischen Ursprungs. Östlich beim Dorfe Libochowan wurden

---

[1]) Vergl. Erläuter. z. Bl. Leitmeritz d. Geol. Karte d. b. Mittelgeb. Tschermaks Min. u. petr. Mitteil. XXXII. 1914, S. 21 u. f.

in einer Grube, ausgehoben für den Neubau eines Hauses, mehrere Exemplare von Inoceramus Cuvieri (Sow.) Geinitz = I. latus Sow. = I. inconstans Woods und Reste unbestimmbarer Echiniden aufgefunden. Die Bestimmung wurde durch Herrn Dr. W. Petrascheck durchgeführt, wofür auch an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen wird.

4. Oberturon. Obere Scaphiten-Zone, Zone d. Inocer. Cuvieri Goldf. (non Sow.) = **I. Schlönbachi Böhm und Emscher** [tcm].

Diese Abteilungen werden im Kartengebiete durch eine 100 *m* mächtige, einförmige Schichtenreihe von grauen Tonmergeln vertreten, die eine weitere Gliederung nicht zulassen. Denn die ganze Reihe besteht durchwegs — von dünnplattigen Kalkmergeln östlich Rzepnitz abgesehen — aus hellgrauen, frisch harten, angewittert aber weichen Tonmergeln, die an der Luft zunächst in dünne Scherben zerfallen, später aber einen zähen Letten liefern. Mit HCl brausen sie lebhaft. Soweit man aus den Aufschlüssen ersehen kann, fehlen Sandsteinbänke, die im nördlichen Teile des Mittelgebirges mit den Tonmergeln wechsellagern, vollständig.

An Orten mit geneigter Oberfläche gerät der aus dem Mergel hervorgegangene Verwitterungsletten bei Wasserzutritt regelmäßig ins Rutschen. Das ist z. B. der Fall auf den Gemeindegründen westlich Salesel bei 310—240 *m* S. H. Zwischen dem Gr. und Kl. Debusberge schneidet die Strecke der Aussig-Teplitzer Eisenbahn in unsere Tonmergel ein. Trotz guter Sicherung der Böschungen des Einschnittes gibt es doch in niederschlagsreichen Zeiten häufig Bewegungen im Letten der Böschungen, Rutschungen und andere Störungen.

Aus den Tonmergeln dieses Bahn-Einschnittes stammt der für die Gliederung der Kreide-Ablagerungen dieses Gebietes sehr wichtige Abdruck von Mortinoceras texanum **Römer.** Die Beschreibung des Abdruckes soll an anderem Orte gegeben werden.

Lagerungsverhältnisse der Glieder der oberen Kreideformation.

Durch den Fund eines Abdruckes von Mortinoceras texanum Röm. im Einschnitt der Aussig-Teplitzer Eisenbahn zwischen den Debus-Bergen bei rund 380 *m* S. H. ist nachgewiesen, daß die obersten kretazischen Tonmergel des Gebietes dem Emscher angehören. Die stratigraphische Gliederung und Stellung der übrigen, im Liegenden

der Tonmergel mit Mort. texanum vorhandenen Kreide-Ablagerungen ergab sich aus dem Vergleich mit den Ablagerungen der benachbarten Kartenblätter Leitmeritz und Lobositz, die mit den Sedimenten unseres Kartenblattes unmittelbar zusammenhängen, durch Steinbrüche gut erschlossen und infolge reicher Fossilführung stratigraphisch festgelegt sind.

So wurden die Tonmergel unter den Mergeln mit Mort. texanum der Zone des Inocer. Cuvieri = I. Schlönbachi und der oberen Scaphiten-Stufe — wie auf dem Blatte Leitmeritz — zugewiesen, die konkordant unter dem Tonmergel-Komplexe liegenden Kalkmergel von Rzepnitz und Libochowan der unteren Scaphiten-Stufe (Strehlener Pläner, Leitmeritzer Pläner vom Gaubehofe (Pfaffhofe), Hundorfer Pläner) eingereiht, die grobkörnigen Sandsteine südöstlich Rzepnitz der Zone des Inocer. Brongniarti und die westlich am Südrande des Blattes anschließenden „sandigen Pläner“ der Zone des Inoc. labiatus — wie auf dem Blatte Lobositz — zugeteilt.

Unsere Kreide-Ablagerungen werden (mit allen übrigen geologischen Gebilden des Kartengebietes) durch die auf S. 6 u. f. in Fig. 1 dargestellten Brüche in zahlreiche Schollen zerlegt. Von der Czernosek-Lichtowitzer Gneiskuppel, die knapp südlich des Südrandes der Karte abbricht, versinken die Schollen staffelförmig von Süd nach Nord entlang fünf, in der Richtung WSW—ONO verlaufenden Brüchen in immer größere Tiefen.

Diese Verhältnisse beherrschen namentlich den Gebietsteil vom Deblikberge bis zur Südgrenze des Blattes und vom Ostrande über die Elbe bis Praskowitz. Während die Oberkante der Kreide-Ablagerungen, bestimmt durch die Grenzfläche gegen die Oligozän-Sande, am Südrande des Gebietes zwischen 380*m* und 400*m* S. H. liegt, fällt sie in den nördlich abgesunkenen Schollen nacheinander auf 360*m*, 290*m*, 260*m*, 220*m* S. H. und sinkt in Scholle 4 bis zu 140*m* S. H. herab.

Die Scholle 26 in der Südostecke der Karte streicht WSW—ONO und fällt mit 10—15^{0} nach NNW, die nördlich angrenzende Scholle 25 streicht jedoch fast N—S und fällt mit 5—10^{0} nach W ein. Die gleiche Streichrichtung scheinen auch die Schollen 19 und 14 (Fig. 1 auf Seite 6) zu besitzen.

Im südwestlichen Kartenteile tritt die höchstgelegene Scholle 15 hervor mit einer bis zu 500*m* S. H. emporreichenden Oberkante der

Kreidemergel. Sie besitzt schwebende Lagerung. Die Schollen 16 bis 18 sinken von West nach Ost rasch herab bis auf 200 *m* S. H.

Westlich vom Dorfe Salesel treten Kreidemergel in den Schollen 2 und 3 zutage. Die Scholle 2 befindet sich in stark gestörter Lagerung, im Vergleich zu Scholle 16 liegt ihre Nordkante am Bruche VII um 70 *m* tiefer, ihr Streichen ist W—O bei einem Einfallen von 30° nach Süd. Die Tonmergel der oberen Kreide reichen deshalb im Norden dieser Scholle bis zur Seehöhe von 310 *m* empor, sinken aber am Fahrwege zu den Wankenbergen bis auf 240 *m* und im Dorfe Salesel bis zu 150 *m* S. H. herab. Zu der letztgenannten Tieflage haben übrigens auch Rutschungen beigetragen.

II. Tertiärformation.

Auf den kretazischen Meeresablagerungen ruhen im Kartengebiete Gebilde tertiären Alters, die sich aus Süßwasser abgesetzt haben oder vulkanischen Ursprungs sind. Sedimente aus dem Eozän fehlen. Erst im Mitteloligozän wurde unser Gebiet mit Wasser bedeckt, aus dem dann Sinkstoffe zur Ablagerung gelangten. Während des Oberoligozän setzte die Sedimentation fast ganz aus, im Untermiozän hingegen begann sie aufs neue.

Aus der Zeit des Mitteloligozän stammen Sande und Sandsteine, Letten und Brandschiefer. Auch schwache Lignitflöze wurden gebildet. Mitteloligozäne Ablagerungen besitzen im Gebiete eine allgemeine Verbreitung, ihre Entstehung setzt deshalb den Bestand eines großen, das ganze Kartengebiet bedeckenden und darüber weit hinausreichenden Süßwasserbeckens voraus.

Die oberoligozänen Absätze aus Wasser sind hingegen nur örtlich entwickelt. Die vulkanischen Auswurfsmassen dieses Zeitraumes aber verbreiten sich über das ganze Gebiet. Während des Untermiozän reichte von Nordwest her ein jüngeres Süßwasserbecken ins Gebiet herein, aus dem sich Absätze in Form von Letten im nordwestlichen Kartenteile erhalten haben.

Im Oberoligozän fanden heftige vulkanische Ausbrüche statt, die bis ins Miozän angehalten haben dürften. Sie waren von heftigen Erdbewegungen begleitet. Das Gebiet zerbrach in zahlreiche Schollen, die durch die in Fig. 1 auf Seite 6 dargestellten Brüche getrennt werden. Entlang der Bruchflächen fanden Verschie-

bungen der einzelnen Schollen statt. Die vulkanischen Ausbrüche lieferten teils lose Auswurfsmassen, teils zusammenhängende, feste Gesteinskörper, die aus Oberflächenergüssen oder aus Intrusionen hervorgingen.

Anfänglich mischten sich die losen vulkanischen Auswurfsmassen mit den noch in das Wasserbecken zugeführten Sedimenten, es entstanden zunächst geschichtete Tuffite. Später häuften sich die ausgeworfenen losen vulkanischen Erzeugnisse allein an, ohne wesentliche Beimengung von Sedimenten, die durchs Wasser herbeigeführt wurden. Dadurch wurden Tuffe geliefert. Vulkanische Oberflächenergüsse ergaben zusammenhängende Decken, Kuppen und Kegel von Basalten, Basaniten, Tephriten und Phonolithen. Die Intrusionen lieferten plattenförmige Gangkörper von Camptoniten, Gauteiten, Basalten, Tephriten und Phonolithen, ferner Gangstöcke und Schlotausfüllungen. Alle Intrusionen blieben in den Sedimenten oder älteren Eruptivgebilden stecken.

Die tertiären Sedimente und Eruptivgebilde gliedern sich demnach in folgender Weise:

Untermiozän	Letten	
Oberoligozän	Eruptivgesteine: Verschiedene Phonolithe. Camptonitische u. gauteitische Ganggesteine. Leuzittephrit. Sodalithtephrit. Leuzitbasanit. Nephelinbasanit. Feldspatbasalt, Nephelin-, Leuzit- und Glasbasalt. Melilith-Nephelinbasalt. Basalttuff. Tuffit. Diatomeenschiefer.	Mächtigkeit bis 300 *m*
Mitteloligozän	Brandschiefer. Sande. Sandsteine. Letten. Tone. Lignit.	Mächtigkeit der Sande 120 *m*, d. Letten 80 *m*

I. Mitteloligozän.

Die Ablagerungen dieses Zeitabschnittes bestehen hauptsächlich aus mittelkörnigen, grobgeschichteten Quarzsanden, die mit schwachen Lagen von Letten wechsellagern. Mancherorts werden die Sande zur Gänze durch Letten ersetzt. Das ist der Fall im Südwestwinkel des Blattes in der Flur Paschkopole, am Nordfuße des Kletschen-

berges, bei Radzein und östlich des Dorfes Dubitz. Auch am Ostrande des Kartengebietes treten Letten auf. Östlich des Trabitzeberges gegen das Dorf Tlutzen (außerhalb des Kartenblattes auf Blatt Leitmeritz gelegen) sind den Letten braune, dünnschieferige Brandschiefer eingeschaltet.

In der Umgebung des Trabitzeberges, nördlich, östlich und südlich dieses Berges, sind die Sande des Mitteloligozän in harte, feste, kieselige Sandsteine umgewandelt.

Die Mächtigkeit der ganzen Reihe von mitteloligozänen Sedimenten beträgt 120 *m* bei überwiegend sandiger Entwicklung, etwa 80 *m* bei überwiegendem Letten. Sie sind fast über das ganze Gebiet verbreitet und schieben sich zwischen die Kreideablagerungen (im Liegenden) und die Eruptivgebilde, Tuffe und Tuffite (im Hangenden) ein. Nur in der Umgebung des Kubatschkaberges fehlen sie, hier ruhen die Basalte und Basalttuffe unmittelbar auf den Tonmergeln der Kreide. Im Bielatale treten sie nicht zutage, weil sie hier in größere Tiefen versunken sind.

Die mitteloligozänen Sande [os] sind mittelkörnige Quarzsande von meist weißer oder gelber, aber auch brauner bis roter Farbe. Farblose Glimmerblättchen sind regelmäßig beigemengt. Sande dieser Art treten allgemein im östlichen und nördlichen Gebietsanteile über den obersten Kreideablagerungen auf. Dem südwestlichen Teile fehlen sie, hier werden die Kreidegebilde entweder von oligozänen Letten oder direkt von Basalttufen überlagert.

Sind farblosen Quarzkörnern weiße Kaolinschüppchen in beträchtlicher Menge beigemengt, so entsteht ein Kaolinsand von schneeweißer Farbe. Solche Kaolinsande treten an folgenden Orten auf: 1. Westlich Salesel von 200 bis 300 *m* S. H. in der steil aufgerichteten Scholle 2 (siehe Fig. 1 auf Seite 6). 2. Südwestlich Salesel an der Staatsbahnstrecke. Durch Versuchsgruben aufgeschlossen. 3. Südlich Sebusein bei 200—210 *m* S. H. Durch einen Versuchsstollen erschlossen. 4. Im Sattel zwischen dem Deblikberge und der Trabitze.

Westlich Salesel bei 200 *m* S. H. enthält der Kaolinsand bis 17% Kaolin und findet deshalb technische Verwertung. Durch Schlemmen wird der Kaolin vom Sande getrennt, nach der Sonderung

werden beide, Kaolin und Sand, der technischen Verwendung zugeführt. Für den Abbau des Kaolinsandes war im Sommer 1914 die Lehne auf eine Höhe von 40 *m* angeschnitten, wobei sich die in beistehender Fig. 2 schematisch dargestellten Verhältnisse zeigten. Der Kaolinsand zerfällt durch 50—80 *cm* mächtige Lagen von weißem Letten, die mit ihm wechsellagern, in Bänke von 4—5 *m* Mächtigkeit. Über den Sanden ruht eine Basaltdecke, ferner Lagen von Tuffit und Basalttuffen. Das Ganze fällt mit 30° gegen Süd ein.

Von der Sohle der Grube (200 *m* S. H.) wurde durch eine 36 *m* tiefe Bohrung die Ausdehnung des Kaolinsandes mit der gleichen Zusammensetzung bis zu 164 *m* S. H. festgestellt. In südlicher Richtung reicht der Kaolinsand bis zum Morwaner Bache, in

Fig. 2.

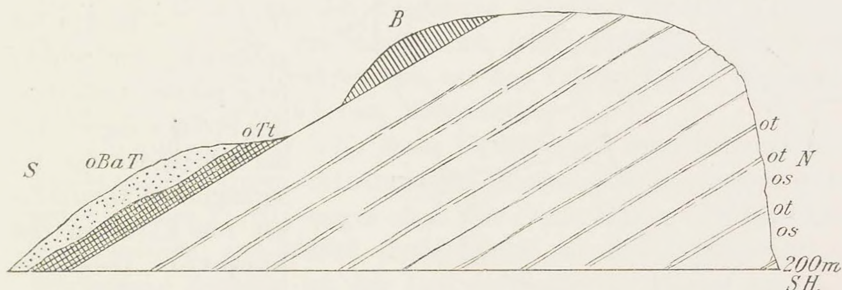


Fig. 2. Kaolinsandgrube westl. Salesel. — *os* Kaolinsand, *ot* Letten, *oTt* Tuffit, *oBaT* Basalttuff, *B* Basaltdeckenrest. — Maßstab 1 : 1250.

nördlicher bis an den Fuß der Wankenberge bei rund 300 *m* S. H. und zum Fahrwege von Salesel nach Morwan. Auch hier wurde das gleiche OW-Streichen und das südliche Verflächen festgestellt.

Nordöstlich von Birnai sind die oligozänen Sande durch ein toniges Bindemittel einigermaßen verkittet zu weichen, technisch verwendbaren Sandsteinen. Diese bilden dicke Bänke mit lettigen Zwischenlagen.

Kieseliger Sandstein. Südöstlich des Berges Trabitze bei 370 *m* S. H. sind die sonst losen oligozänen Quarzsande durch ein kieseliges Bindemittel zu hartem, festem Sandstein verkittet. Durch einen Steinbruch sind meterdicke Bänke dieses Sandsteins erschlossen. Auch am Nord- und Ostabhange des Trabitzeberges, von 360 *m* S. H. bis herab gegen die Wiesenmühle tritt der gleiche Sandstein auf, aber in mehr weniger dichtgestreuten, losen Blöcken.

Die kieseligen Sandsteine stellen harte, im allgemeinen weiß oder doch sehr hell gefärbte Gesteine dar. Nur stellenweise treten schmale, parallel der Schichtung angeordnete, rot gefärbte Streifen auf. — Die Verkittung der Quarzkörner zu hartem Sandstein geschah dadurch, daß sich an die abgerundeten, losen, mit Staub bedeckten Quarzkörner neue, reine Quarzsubstanz in gleicher optischer Orientierung anlagerte bis zur gegenseitigen Berührung. Stellenweise bleiben leere, eckige Hohlräume übrig. Im Querschnitt ergibt sich das Bild einer Mosaik von polyëdrisch begrenzten Quarzkörnern, die einen durch Schmutzteilchen begrenzten, inneren, abgerundeten Kern und einen reinen, farblosen Rand besitzen (Fig. 3). — In den rot gefärbten, der Schichtung parallel verlaufenden Streifen lagern auf der Oberfläche der ursprünglichen Quarzkörner rote Körnchen von Eisenoxyd. Diese bedingen die rote Färbung.

Fig. 3.

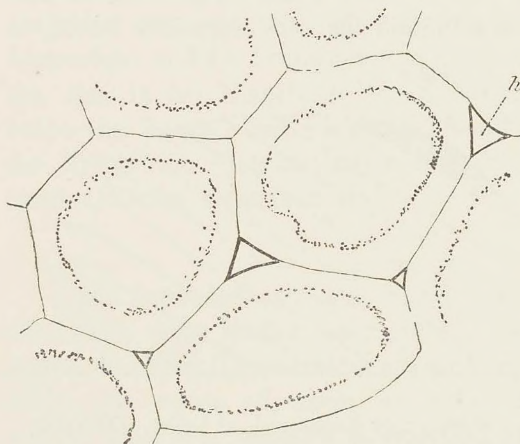


Fig. 3. Kieseliger Sandstein. Dünnschliff. Um die losen, mit Schmutzschicht bedeckten Quarzkörner des Sandes hat sich neue, reine Quarzsubstanz in gleicher Orientierung bis zur gegenseitigen Berührung abgesetzt. h = Hohlräume.

Der oligozäne Letten [ot] bildet hellgraue oder bräunlich dunkelgraue, erdige Massen, die im wesentlichen aus feinen Quarzkörnchen und beigemengten trüben, tonigen Teilchen bestehen. Angefeuchtet sind sie weich, zäh und schmierig, beim Austrocknen werden die Letten hart.

Letten dieser Art finden sich auch als zusammenhängende Ablagerungen im Südwestwinkel des Blattes an der Reichsstraße in der Flur Paschkopole, nördlich am Kletschenberge bei Zahorz, südlich der Schänkerberge, zwischen dem Scheinberge und dem großen Debus, nordöstlich Dubitz, dann am Ostrande des Blattes südöstlich des Trabitzeberges bis in die Südostecke der Karte.

Als schmale Lagen von wenigen Zentimetern bis 50 und 80 *cm* Mächtigkeit wechsellagern Letten mit den oligozänen Sanden an allen Orten, wo Sande auftreten.

Im Oligozänletten des Gebietes treten knollenförmige Konkretionen von Quarzit auf. Solche Konkretionen sind aus dem gleichen Letten vom Gebiete der westlich angrenzenden Kartenblätter bekannt geworden. Während aber die Quarzitkonkretionen auf den Nachbarblättern größere Blöcke bilden, bleiben sie in unserem Gebiete klein, sie erreichen gewöhnlich die Größe einer Faust, selten werden sie kopfgroß. Sie erscheinen auf dem Bruche völlig dicht und besitzen eine blaß bräunlichrote Färbung. Ihre Entstehung ist zurückzuführen auf die Verkittung der kleinen runden Quarzkörnchen des Lettens durch Quarzsubstanz, die zu den Bildungsmittelpunkten der Konkretionen aus der Umgebung zugeführt wurde. Am zahlreichsten findet man die oberflächlich (wahrscheinlich durch Windschliff) geglätteten Konkretionen auf den Feldern östlich des Dorfes Dubitz und nordwestlich vom Mindelberge.

Brandschiefer [ob], graue bis rotbraune, dünnblätterige, bituminöse Schiefer, treten am Ostrande des Blattes am Wege von Sign. 364 *m* südöstlich des Trabitzeberges nach dem Dorfe Tlutzen (auf Blatt Leitmeritz gelegen) und südlich dieses Dorfes auf. Die dünnschieferigen Bruchstücke zerfallen an der Luft in Haufwerke kleiner Scherben.

Ton. Durch Zurücktreten der Quarzkörnchen und Überwiegen der Tonteilchen geht aus dem Letten Ton hervor. Dieser findet sich zwischen dem Scheinberge und dem Gr. Debus von 290 *m* S. H. aufwärts bis zu 360 *m* am Sattel nördlich vom Gr. Debus. Dann ist Ton bekannt aus der Umgebung des Dorfes Radzein. Am erstgenannten Fundort ist der Ton gleichmäßig erdig-dicht, rostfarben und besteht vorzugsweise aus Tonteilchen, denen nur wenige Quarzkörnchen beigemengt sind. Die gleiche Zusammensetzung zeigt auch der lichtgrau oder bläulich- bis grünlichgrau gefärbte Ton, der am Westrande des Dorfes Radzein südlich der Kapelle bei 280 *m* S. H. auftritt.

Kohlenflöze. Den oligozänen Letten in der Flur Paschkopole im Südwestwinkel des Blattes westlich des Kletschenberges ist ein ganz schmales, verdrücktes Braunkohlenflöz eingelagert. Durch einen auf dem Blatte Teplitz-Boreslau knapp neben der Westgrenze unseres Blattes gelegenen Versuchsschacht wurde dem Flöze neuerdings (1914) nachgegangen ohne Hoffnung auf die Möglichkeit eines

erfolgreichen Abbaues. Das Mundloch des 42 *m* tiefen Schachtes liegt etwa bei 478 *m* S. H. Das Flöz reicht auch in unser Kartengebiet herein. Im Jahre 1897 wurde es durch einen, am Südrande der Karte bei 445 *m* S. H. am Wege nach Boschney (Dorf auf dem südlich angrenzenden Blatte Lobositz) gelegenen Versuchsschacht bei etwa 435 *m* S. H. erreicht. Mehrere Brüche durchsetzen das Flöz, entlang der Brüche fanden Verwerfungen statt.

Die Kohle ist teils feste, schwarzbraune Pechglanzkohle, zum größten Teile jedoch blätteriger Lignit.

Auch in Verbindung mit den Tonen westlich Radzein ist ein schwaches Flöz lignitischer Braunkohle entwickelt, auf das im Jahre 1912 durch einen 200*m* weit in der Richtung von N nach S vorgetriebenen Stollen sehr tatkräftig, aber ohne Erfolg geschürft wurde. Das Mundloch des Stollens, vor dem sich noch eine große Halde ausbreitet, lag bei 280*m* S. H. westlich der Straßengabelung am Westende des Dorfes Radzein. Der Stollen führte zuerst durch eine 12—15*m* mächtige Lage von Basalttuff. Die Kohle des Radzeiner Flözes ist ein minderwertiger blätteriger Lignit mit dunkelbraunen matten, schieferigen Schwarten. Im Lignit treten stellenweise dunkelbraune, glänzende Kohlenstückchen auf.

Ein 60*m* tiefer Versuchsschacht, der nahe des Ostrandes des Blattes bei 380*m* S. H. südöstlich des Trabitzeberges abgeteuft wurde, erreichte kein Braunkohlenflöz. Der Schacht durchstieß bloß Brandschiefer und Letten.

Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der mitteloligozänen Sedimente. Allenthalben lagern die mitteloligozänen Sedimente unmittelbar und konkordant auf den obersten Kreidegebilden, den Tonmergeln des Emscher. Die Zerlegung in einzelne Schollen durch die das ganze Kartengebiet durchsetzenden Brüche erfaßt die Kreide- und Tertiär-Ablagerungen in gleicher Weise. Entlang der Brüche haben Kreide- wie Oligozänsedimente die gleichen Vertikalverschiebungen erlitten. Diese Verhältnisse sind besonders gut zu verfolgen im südöstlichen Teile des Gebietes. Durch die Talerosion der Elbe sind die oligozänen Ablagerungen zur Gänze durchschnitten, ja die Erosion griff tief in die liegenden Kreidemergel hinein. Man erkennt deutlich, daß die mitteloligozänen Sande rechts der Elbe durchschnittlich 120*m* Mächtigkeit erreichen. Die Auflagerungsfläche der Sande auf den Kreidemergeln in den einzelnen Schollen

streicht im allgemeinen NS und fällt schwach gegen Westen ein. Mit den Kreideablagerungen sinken in den einzelnen, in Fig. 1 auf S. 6 dargestellten Schollen 26, 25, 23, 19 und 14 auch die oligozänen Sande von Süd nach Nord in immer tiefere Lagen herab, bis in Scholle 4 ihre Oberkante in 270*m* S. H. liegt. Diese Höhenlage finden wir im Lischkengraben östlich Salesel und im Elbtale am Nordrande der Karte, so daß wir für die Scholle 4 eine schwebende Lagerung annehmen müssen. Auch in der Scholle 15, wo die oligozänen Sedimente vorzugsweise aus Letten bestehen, scheinen diese schwebend zu lagern. Die Mächtigkeit der Letten beträgt nördlich vom Kletschenberge nur etwa 80*m*; eine gleiche Mächtigkeit dürfte auch den übrigen Vorkommen von Oligozänletten des Kartengebietes zukommen.

Die Kaolinsande der Scholle 2 nordwestlich Salesel sind steil aufgerichtet, mit den unterlagernden Kreidemergeln und überlagernden Deckenresten von Basalt und von Basalttuff streichen sie O—W und fallen mit 30° nach Süd. Durch diese Lagerung scheidet sich die Scholle 2 scharf ab von ihrer Umgebung.

2. Oberoligozän.

Während des oberoligozänen Zeitalters wurde die ruhige Ablagerung von Sinkstoffen im Süßwasserbecken, das bisher unser Kartengebiet bedeckte, unterbrochen durch den Beginn großer vulkanischer Ausbrüche. Diese lieferten große Mengen loser Auswurfsmassen und zusammenhängender, mannigfaltig geformter Eruptivkörper. Diese durchbrachen die vorhandenen Sedimente, lagerten sich über ihnen oder blieben in ihnen stecken.

Den losen Auswurfmassen mischten sich zu Beginn des Oberoligozäns noch die durch Wasser herbeigeführten Absatzstoffe bei, es entstanden zunächst dünn geschichtete Tuffite. Später, nach fast völliger Trockenlegung des Süßwasserbeckens hörte die Zufuhr von Absatzstoffen auf, die losen vulkanischen Auswürflinge blieben ungemischt und lieferten die Tuffe. Nur einzelne kleine Wasserbecken blieben noch übrig, in denen es gelegentlich zur Bildung kleiner Lager von Diatomeenschiefer kam.

Gegenüber den großen vulkanischen Ausbruchsmassen treten die geschichteten Gesteinskörper im Oberoligozän, die Tuffite und Diatomeenschiefer, an Menge ganz zurück.

a) Tuffite [o T t]. Rot- bis gelbbraune oder ziegelrote, dichte bis sehr feinkörnige, bisweilen zerreibliche Gesteine. Reich an feinen, abgerundeten Quarzkörnchen, die in der Regel schon mit der Lupe erkannt werden und in einer dichten Grundmasse eingebettet liegen. Diese löst sich auch unter dem Mikroskope nicht auf und besteht aus roten, isotropen, häufig völlig undurchsichtigen Substanzen, die an kolloidalem Aluminium- und Eisenhydroxyd reich sind (bis 19% $Al_2O_3 . 3H_2O$ und 24% $Fe_2O_3 . 3H_2O$). Naß werden sie schmierig. Sie bilden allenthalben wasserhaltende Horizonte und geben Veranlassung zur Bildung von Quellen.

Tuffite sind über das ganze Gebiet verbreitet, wenn sie auch nur die geringe Mächtigkeit von 10—20*m* besitzen. In der Regel unmittelbar über den mitteloligozänen Sanden lagernd, treten sie dennoch auch in höheren Horizonten, über Basalttuffen oder über Basaltdecken, auf. Über oligozänen Sanden finden sie sich an manchen Stellen des Dorfes Salesel; dann bei 300*m* S. H. unter den Wankenbergen; bei 200 bis 230*m* S. H. bei der Waldmühle am Wege nach Morwan; auf der linken Seite des Lischkengrabens östlich Qualen bei 260 bis 280*m* S. H., dann wieder über Basalttuff von 320*m* S. H. aufwärts; auf der Nordseite des Jungfernsprungs bei 240*m* S. H. über oligozänem Sande; bei 270*m* S. H. nordöstlich unter Michelmotzenswand am Nordrande des Blattes; bei 200*m* S. H. am W. Klepschwege von Salesel zum Dubitzer Kirchel; über Letten bei 335*m* südlich Dubitz; südlich Birnai an der Nordwestbahn, hier eine Rutschung veranlassend; bei 395*m* S. H. am Nordabhang des Trabitzeberges und a. a. O. — Als Beispiele für das Auftreten von Tuffiten in höheren Horizonten seien angeführt: Morwan Nordwest und Fichtenberg Nord von 330—340*m* S. H.; Nordseite des Staudenberges 450 bis 460*m* S. H., gibt der Kohlwandquelle Entstehung; Dorf Kletschen Ost bei 420*m* S. H.; östlich Radzein 280 bis 300*m*; Suchei West 345*m*; bei 400*m* S. H. im Dorfe Steben; Habrowan SO.; Pelikenmühle Nord; Gitelsberg Ost u. a. O.

b) Diatomeenschiefer [o di]. Hell, schmutzigweiß bis graugelblich gefärbte, weiche, erdige, geschichtete Gesteine, die vorzugsweise aus den Kieselschalen von Diatomeen bestehen, wenig mächtige Einlagerungen im Basalttuff bilden und nur von drei Orten der Umgebung von Staditz im Nordwestwinkel des Blattes bekannt geworden sind: 1. Nordöstlich Staditz bei 235*m* S. H. am Südabhange der

Rabenei. 2. Bei 190 *m* S. H. unter dem erstgenannten Vorkommen. Offenbar aus 235 *m* S. H. herabgerutscht. 3. Östlich Staditz bei 180 *m* S. H. südlich von Sign. 175 *m*.

In Verbindung mit den unter 1 und 2 angeführten Vorkommen treten Opale und Limonite auf; letztere enthalten Pflanzenreste. Von diesen wurden schon in den Erläuterungen zu Blatt Aussig drei Arten angeführt, die F. Cornu an den an der Grenze der beiden Kartenblätter Aussig und Salesel vorhandenen Limoniten aufgesammelt hatte. Spätere Aufsammlungen ergaben noch einige Pflanzenarten, so daß man aus diesen Limoniten folgende Formen kennen lernte: Alnus gracilis Ung. (?), Zäpfchenrest, Callistemophyllum melaleucaeforme Ett., Carpolithes cupanoides M., Castanea Kubinyi Kóv., Carya costata Stbg., Frucht, Juglans Reussii Ett. und Quercus Lonchytis Ung. Diese Pflanzenreste wurden in dankenswerter Weise von Herrn P. Menzel in Dresden bestimmt.

3. Untermiozän [m t].

Entlang der Westgrenze des Kartenblattes reichen westlich von Schima zwischen 300 und 400 *m* und westlich Habrowan bei 200 bis 260 *m* S. H. mehrere lappenförmige Vorkommen von untermiozänem Letten aus dem Gebiete des Blattes Teplitz-Boreslau in unser Gebiet herein.

Die Letten besitzen eine bräunlichgraue Farbe und bestehen im wesentlichen aus einem innigen Gemenge von feinem Quarzstaub und tonigen Teilchen. Die Färbung rührt her von beigemengten bituminösen Bestandteilen. Letten solcher Art stellen Ablagerungen im jüngeren, miozänen Südwasserbecken dar.

An manchen Orten, z. B. am Fahrwege südwestlich von Schima bei 370 *m* S. H., treten im miozänen Letten braune, abgerundete Knollen von Brauneisensandstein auf. Es sind fein- bis mittelkörnige Sandsteine, die aus abgerundeten und eckigen Quarzkörnchen und einzelnen hellen Glimmerblättchen bestehen, verbunden durch ein Bindemittel von undurchsichtigem Limonit.

Tertiäre Eruptivgesteine und Tuffe.

Eruptivgebilde aus der Tertiärzeit besitzen im Kartengebiete eine allgemeine Verbreitung und eine verhältnismäßig große Gesamtmächtigkeit. Ihre Massen erreichen im nördlichen Gebietsteile heute

noch nahezu 300 *m* Mächtigkeit, trotzdem eine bedeutende Menge früher vorhandener Eruptivgesteine bereits abgetragen wurde. Durch den ursprünglich höher als 400*m*, später in 340*m* und 320*m* S. H. fließenden altdiluvialen Elbstrom wurden Sedimente und Eruptivgebilde nicht nur abgetragen und bis auf einige Härtlinge eingeebnet, sondern auch in mitteldiluvialer Zeit tief eingesägt. So finden wir denn zu beiden Seiten der Elbtalfurche, die das ganze Blatt durchzieht, plateauartige Eruptivmassen. Diese ließen einen einheitlichen und einförmigen Aufbau aus vorzugsweise deckenförmigen Eruptivkörpern erwarten. Das Studium der Elbtalflanken ergibt indes einen recht bunten Aufbau der Talgehänge. Und selbst dort, wo tatsächlich nur Eruptivdecken und Tuffe vorhanden sind, wechselt die Natur der Decken sehr rasch, so daß die Herkunft der Eruptivgebilde nicht auf eine oder auf einige große Eruptionen zurückgeführt werden kann. Vielmehr muß man annehmen, daß zahlreiche kleinere Ausbrüche, die sich öfters wiederholten, im Gebiete stattgefunden haben.

Die Eruptivmassen werden von folgenden Gesteinsarten gebildet: Feldspatbasalt, Nephelinbasalt, Leuzitbasalt, Glasbasalt, Melilith-Nephelinbasalt; Leuzit- und Nephelin-Basanit; Sodalithtephrit, Leuzittephrit; Tephritischer Sodalithphonolith, Trachytischer Nephelin-Sodalithphonolith, Trachytischer Analzim-Sodalithphonolith; Camptonitische und Gauteïtische Ganggesteine. Endlich Basalttuffe.

Am verbreitetsten sind Feldspatbasalte und Nephelinbasalte. Im südwestlichen Gebietsteile gewinnen die Gesteinskörper der Leuzitbasanite größere Ausdehnung. Recht verbreitet sind Sodalithtephrite. Phonolithkörper beschränken sich auf den südlichen Teil der Karte. Der bemerkenswerte Melilith-Nephelinbasalt bildet nur am Ostrande der Karte mehrere kleine Gänge.

Die genannten Eruptivgesteine brachen in nachstehender Reihenfolge hervor:

I. Feldspatbasalte, Nephelinbasalte, Glasbasalte, Leuzitbasalte, Melilith-Nephelinbasalt.

II. Basanite.

III. Sodalithtephrite.

Leuzittephrit, Camptonitische und Gauteïtische Ganggesteine.

IV. Phonolithe.

Die Eruptionsfolge ist gut am Kletschenberge zu erkennen. Auf einem breiten Sockel aus Basalttuffen mit verschiedenen Basalt-

körpern und mit Gängen von Tephrit ruht Phonolith auf, der von keinerlei Basalt- oder Tephritgängen durchsetzt wird.

Im Kartengebiete bilden die Eruptivkörper Decken, Gänge, Gangstöcke, Schlotausfüllungen und größere Quellkuppen. Als letztere sind besonders die Phonolith- und einige Sodalithtephritkörper anzusehen. Die Decken basaltischer Gesteine bewirken den plateauartigen Charakter des Gebietes vom Dorfe Kletschen an bis zum Dorfe Steben im Norden der Karte und bis an die Elbtalkante. Hervorzuheben ist, daß große Basaltgänge in unserem Gebiete zahlreicher auftreten als in anderen Teilen des Mittelgebirges.

Ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen aufsteigenden Gängen und zugehörigen Decken tritt selten zur Erscheinung, am deutlichsten nordöstlich Sebusein im Ritinatale an der Ostgrenze des Blattes, wo ein Feldspatbasaltgang sich von der Talsohle (220*m* S. H.) am rechten Talgehänge bis in die Basaltdecke am Steinhübel in 260—300*m* S. H. verfolgen läßt. Die Gänge von Eruptivgesteinen sind nicht an die auf Seite 5 u. f. beschriebenen Bruchspalten gebunden. Wohl aber fanden entlang der in Fig. 1 (Seite 6) mit IV, V und VI bezeichneten Bruchspalten heftige Ausbrüche von basaltischen Eruptivmassen statt, die zum Teil noch die Spalten erfüllen. Aber auch außerhalb der Bruchspalten wurden verschiedenerlei Wege für die vulkanischen Ausbrüche eröffnet, besonders häufig in Form von Schloten. Diese liegen zumeist entfernt von den Spalten. Die von den Eruptionen benützten Wege an die Oberfläche sind demnach nur zum Teil von vorhandenen Bruchspalten abhängig.

Bezüglich der Ausbildungsart der Eruptivgesteine des Gebietes ist im allgemeinen zu bemerken, daß die Basalte zumeist kompakt entwickelt sind, aber häufig schlackig-poröse Oberflächenfazies besitzen, die sich bis zu bimssteinähnlicher Ausbildung steigern kann. Das Gleiche gilt für manche Sodalithtephrite. Die Phonolithe sind zumeist kompakt ausgebildet. Nicht selten treten Basalte in Form von Breccien auf. Tuffe wurden nur von Basalten geliefert, weder Phonolithe noch Tephrite werden von Tuffen begleitet.

Basalttuffe [oBaT).

Nur die basaltischen Eruptionen lieferten lose Auswurfsmassen, die jetzt neben den kompakten basaltischen Gesteinskörpern als Tuffe vorhanden sind. Bestimmten Basaltarten können die Tuffe nicht

zugewiesen werden. Die Zersetzung der Tuffe ist eine vorgeschrittene. Tuffe besitzen große Verbreitung mit recht bedeutender Mächtigkeit. Sie treten regelmäßig über den oligozänen Sanden bzw. über den Tuffiten als Liegendes der größeren Basaltkörper und zwischen den deckenförmigen Basaltgebilden auf. Recht oft schließen sie kleine Basaltströmchen ein. Am Fahrwege von Salesel nach Qualen schwellen sie über den oligozänen Sanden im Liegenden der großen Basaltdecke von Qualen zu 60 *m* Mächtigkeit an. Auch am Südostabhange des Tschernowaberges besitzen sie die gleiche Mächtigkeit und am Kletschenberge endlich erreichen Basalttuffe unter der Phonolithkuppe des Berggipfels sogar die Mächtigkeit von 80 *m*.

Die Basalttuffe sind braun, gelblichbraun oder grau gefärbt und zeigen zumeist undeutliche Schichtung. In manchen Fällen jedoch sind sie sehr schön geschichtet, z. B. nördlich von Staditz am Ostrande des kleinen Wäldchens 180—200 *m* S. H., wo graugelbe und graurote Schichten mit einander wechsellagern und mit 25—30° nach WNW einfallen, ebenso Staditz nordwestlich von Sign. 216 *m*.

Ihre Zusammensetzung wechselt. Man erkennt unter den Bestandteilen Basaltbröckchen, abgerundet oder kantig, von verschiedener Größe, 1—2 *cm* im Durchmesser bis zum feinen Sand und herab zur Feinheit des Staubes; aber auch eigroße Brocken und bis kubikmetergroße Blöcke von Basalt treten auf. Zwischen den Basaltbröckchen ist eine Art Grundmasse, die aus Tröpfchen von Basaltglas, Krystallen von basaltischer Hornblende, von basaltischem und Aegirinaugit, Biotit, Magnetit, Olivin (in Serpentin umgewandelt), von Tonteilchen und Quarzkörnchen besteht. Alles das hält entweder ohne jeden Kitt zusammen oder es wird durch einen Kitt von Zeolithen und Karbonaten verbunden.

Häufig bestehen die Basaltbrocken aus Glasbasalt mit Olivinausscheidlingen oder auch aus dichtem oder schlackig-porösem Basalt. Nach der Größe der die Tuffe aufbauenden Gemengteile unterscheidet man A s c h e n-, S a n d- und B r o c k e n t u f f e.

Hornblendekrystalle finden sich recht häufig im Tuff bei 260 *m* S. H. südlich vom Lischkengraben unter dem Dorfe Qualen; zahlreiche Biotittafeln führt der Tuff am Anton Niederndorfer Wege südlich des Jungfernsprunges; reich an umgewandeltem Olivin und an Augitkrystallen ist der Tuff bei 300 *m* S. H. östlich Qualen an der Elbtallehne. Nicht selten bestehen die Pyroxenkrystalle zur Gänze

aus graugrünem Aegirinaugit (c : $\gamma = 52^0$ bis 65^0), ohne daß ein Saum von basaltischem Augit, wie in den Basalten, vorhanden wäre.

Hervorzuheben ist das gangförmige Vorkommen von Aragonit in den Tuffen südlich von Staditz, dann östlich von Schima bei 360 *m* S. H. am Fahrwege nach Praskowitz und an vielen anderen Orten. Das Auftreten von Aragonit in Form von gangförmigen Platten, die sich viele Meter weit erstrecken und bald auskeilen, bald Tuffschichten folgend, bald die Schichten unter verschiedenem Winkel durchsetzend, auch größere Basaltblöcke durchquerend, ist nicht zurückzuführen auf Ausscheidung aus warmen Wässern, die auf Spalten aus der Tiefe aufgestiegen wären, sondern ist als örtliche Erscheinung aufzufassen. Die Lösungen von $CaCO_3$ für die Bildung von Aragonit sind aus nächster Umgebung zugeführt worden. Bei seiner Abscheidung wurden die Räume dafür erst geschaffen. Das wird bewiesen durch das Auseinandertreiben der Basaltblöcke, die im Zuge der Aragonitplatten liegen.

Weiteres über die Aragonitplatten siehe im Abschnitt „Mineralvorkommen" am Schlusse dieser Erläuterungen.

Westlich von Radzein bei 280 *m* S. H. bedecken Tuffe das hier vorhandene Braunkohlenflöz. Diese Hangendtuffe sind vollständig tonig verwittert und besitzen eine helle, graugelbliche Farbe mit bräunlichen Flecken.

Bei 305 *m* S. H. etwa 50 *m* südlich der Straße von Radzein nach Schima und 60—70 *m* östlich des vom Gr. Schänkerberge nach Habrowan fließenden Baches enthalten rostbraune, brauneisenreiche biotit- und quarzkörnerführende Tuffe reichlich Pflanzenreste.

Lagerungsverhältnisse der Tuffe. Die Tuffe schmiegen sich im allgemeinen in ihrer Lagerung den begleitenden Basaltdecken an. Wie diese zeigen sie zumeist schwebende Lagerung. Recht gestörte Verhältnisse zeigen die Tuffe südwestlich von Salesel vom Mariengrunde an bis zum Fuchsberge beim Dubitzer Bache. Die Tuffe besitzen daselbst meist ein O—W bis ONO gerichtetes Streichen und ein Verflächen mit 30—40° nach Süd bzw. SSO. Das gleiche Streichen und Einfallen zeigen auch die Schlackenbasaltkörper am Fuchsberge. In Versuchsgruben am Fuchsberge jedoch bemerkt man ein abweichendes Verhalten, in der unteren, bei 210 *m* S. H. liegenden Grube streicht der Tuff N—S und fällt mit 50° nach Ost. In der oberen, bei 240 *m* S. H. liegenden Versuchsgrube ist bei

dem hier auftretenden Brockentuffe keine Schichtung, aus der auf die Lagerungsweise geschlossen werden könnte, bemerkbar. — Bei Staditz ist schön geschichteter Tuff vorhanden, der nördlich des Ortes bei Sign. 216 *m* nach N einfällt, südlich Staditz aber am Ostrande des Wäldchens bei 280 *m* mit 25—30° nach WNW sich verflächt. — Nordöstlich Steben vorhandene Tuffe fallen mit 10 bis 15° nach NNW. — Am Wege von Dubitz nach Praskowitz zeigen Tuffe am Dubitzer Gemeindeberge von 350—330 *m* S. H. ein O—W-Streichen und ein Verflächen mit 15—20° nach Süd. — Eine 6 bis 10 *m* breite Gangspalte im schlackigem Feldspatbasalt nordöstlich des Scheinberges bei 290 *m* S. H. am vorgenannten Wege von Dubitz nach Praskowitz wird von Brockentuff ausgefüllt.

Endogene Kontakterscheinungen in Berührung mit Basalt. Am Fuchsberge südwestlich von Salesel und nordöstlich Sebusein bei 278 *m* S. H. am Fahrwege, der auf das Plateau des Steinhübels hinaufführt, hat der Basalttuff im unmittelbaren Kontakt mit überlagerndem Basalt eine Veränderung erfahren, wodurch der Tuff eine hellrote Färbung angenommen hat und mit Eisenoxydhydrat durchtränkt wurde.

Alkalibasalte (Feldspatbasalte) [Bf].

Schwarze, dichte oder porphyrische, selten fein- bis mittelkörnige Gesteine. Aus der dichten Grundmasse treten häufig kleinere Ausscheidlinge von Olivin, Augit, Hornblende, seltener von Biotit oder Magnetit hervor. Die dichte Grundmasse besteht entweder aus einem holokrystallinen Gemenge von viel Augit und Magnetit, Olivin und Plagioklas, oder es tritt zwischen diese Minerale braunes oder farbloses Gesteinglas in verschiedener Menge ein. Zu den genannten wesentlichen Gemengteilen gesellen sich in sehr wechselnder, aber im ganzen doch in untergeordneter Menge Biotit, Hornblende, Rhönit, Apatit, Nephelin, Leuzit und Zeolithe (namentlich Analzim und Phillipsit). Als Minerale sekundärer Bildung treten Iddingsit, Chlorite, Opal u. a. auf.

Die relativen Mengen der Bestandteile schwanken. Sie sind nicht nur in den einzelnen Gesteinskörpern verschieden, sondern wechseln auch im gleichen Gesteinskörper. In größter Menge beteiligt sich basaltischer Augit am Aufbau unserer Feldspatbasalte, er bildet 60—80 Volumenprozente der Gesteine. Olivin tritt bis-

weilen nur in geringer Menge auf, im Durchschnitt beträgt seine Menge etwa 5 Volumenprozente, im Gestein des Ganges südlich Zirkowitz südöstlich des Kegels mit Sign. 260 *m* steigt sie bis 10% und im Gestein bei Sign. 372 *m* südsüdöstlich des Trabitzeberges sogar bis 18%. Magnetit bildet 5—8% der Gesteine, ausnahmsweise 10—12%, im Gestein des kleinen, 320 *m* hohen Kegels südlich vom Gipfel des Deblik 15 Volumenprozente. Plagioklas schwankt zwischen 10—25 Volumenprozent, kann aber ausnahmsweise auch 40% erreichen, z. B. im Gestein östlich des Stebener Friedhofes, in den losen Basaltblöcken auf dem mit Sign. 300 *m* bezeichneten Kegel östlich der Laubenmühle und im Gestein des aus Tuff aufragenden Kegels nordwestlich des Trabitzeberges. Gesteinsglas fehlt häufig ganz, kann aber bis zu 30% (braunes Glas im Gestein des Gipfels des Deblikberges), ja bis 40% (Gestein bei 370 *m* am Ostabhang des Deblik) anwachsen. Die übrigen von den oben angeführten Mineralen treten nur in untergeordneten Mengen auf.

Ausscheidung und Zerfall der Gemengteile. Die Ausscheidung der einzelnen Gemengteile vollzog sich in folgender Reihenfolge. Als die ersten Mineralbildungen sind neben Apatit und Magnetit die größeren Krystalle von Hornblende, Biotit und Olivin sowie die Kerne der größeren Augite anzusehen, die intratellurisch bei höherem Drucke sich aus dem Magma ausgeschieden haben. In dem an die Oberfläche tretenden Magma waren die genannten Minerale bereits als fertige Krystallausscheidlinge vorhanden. Die weitere Erstarrung des Magmas und die Mineralbildung vollzog sich unter anderen physikalischen Bedingungen als in der Tiefe: der Druck war plötzlich vermindert und die Temperatur im raschen Sinken. Es schieden sich nach und nach nebeneinander aus dem Magma Apatit und Magnetit, Augit, Plagioklas, Nephelin, Gesteinsglas und zuletzt aus dem Magmareste auf hydrothermalem Wege Zeolithe aus. Wir können demnach drei Perioden der Mineralbildung unterscheiden: die intratellurische, die Effusionsperiode und die hydrothermale.

Zu Beginn der Effusionsperiode standen die in der intratellurischen Periode gebildeten Minerale Hornblende, Biotit, Olivin und Augit nicht mehr im Gleichgewichte mit dem Magma, es waren andere physikalische und z. T. auch durch die erfolgte Ausscheidung von Mg-, Ca- und Fe-Silikaten andere chemische Zustände im Magma eingetreten. Deshalb waren die genannten Minerale im Magma nicht mehr

bestandfähig und verschwanden entweder teilweise oder auch zur Gänze. In manchen Fällen trat einfache Lösung ein. So zeigen viele ältere Olivinkrystalle Einbuchtungen und Lösungsformen. Ihre nächste Umgebung besteht jedoch aus ganz normalem Gesteinsgewebe. Die aufgelöste Olivinsubstanz wurde vollständig dem Magma einverleibt. Die Zerstörung der älteren Hornblende- und Biotitkrystalle ist jedoch nicht als magmatische Lösung, sondern als Zerfall und Umlagerung der Bestandteile der Hornblende bezw. des Biotit aufzufassen. Bei der Zerstörung von Hornblende und Biotit blieb in der Regel der Umriß der ursprünglichen Krystalle nach Form und Ausdehnung erhalten. An Stelle der ursprünglichen einheitlichen Hornblendesubstanz trat ein Gemenge von Krystallen und Körnern von Augit, Magnetit, Rhönit, Olivin, Plagioklas und Glas, an Stelle von Biotit ein Gemenge von Rhönit, Augit, Olivin und Glas.

Sehr bemerkenswert ist die Erscheinung, daß gegen das Ende der Mineralbildung in der Effusionsperiode Hornblende- und Biotitkrystalle sich wieder neu bildeten und die zum Teile gelösten Augite sich mit frisch ausgeschiedener Augitsubstanz umgaben und weiterwuchsen.

Diese Erscheinungen, die Existenzbedingungen für basaltische Hornblende und für Biotit in Magmen verschiedener Art, die Neubildung von Hornblende und die Neubildung von Mineralen aus der zerstörten Hornblende- und Biotitsubstanz waren schon vielfach Gegenstand von Untersuchungen. Neben anderen beschäftigten sich namentlich folgende Forscher mit diesen Fragen: F. Zirkel[1]), H. S. Washington[2]), F. Becke[3]), H. Rosenbusch[4]), J. Soellner[5]) und M. Stark[6]).

Aus den bisherigen Erfahrungen geht hervor, daß die Ursachen des Zerfalls der älteren Hornblende in geänderten physikalischen und chemischen Verhältnissen zu suchen sind, die sich an der Oberfläche gegenüber den Erdtiefen einstellen. F. Becke weist mit H. S. Washing-

---

[1]) Lehrb. d. Petrogr. 2. Aufl. I. 1893, S. 716 u. f.

[2]) The magmatic alteration of Hornblende and Biotit. Journ. of Geologie, Vol. IV, 1896, S. 257—282.

[3]) Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitteil. XVI. 1897, S. 327—335.

[4]) Mikrosk. Phys. d. Min. I. 2. 1905. S. 237—238.

[5]) Über Rhönit usw. N. Jahrb. f. M., G. u. P. XXIV. B. B. 1907, S. 475 u. f.

[6]) Geolog.-petrogr. Aufnahme d. Euganeen. Tschermaks Min. und Petrogr. Mitteil. XXVII. 1908, S. 440 u. f.

ton besonders auf den verminderten Druck an der Erdoberfläche als Ursache für die Zerstörung der Hornblende hin. Für die Möglichkeit einer Neubildung von Biotit und Hornblende in einer sehr späten Phase der Gesteinsverfestigung mußten neuerdings die früheren Zustände im Gesteinsmagma wiedergekehrt sein. Ob die älteren und jüngeren Bildungen von Hornblende und Biotit die gleiche chemische Zusammensetzung besitzen, ist nicht erwiesen, aber höchst wahrscheinlich, weil die optischen Eigenschaften beider übereinstimmen. M. Stark macht als Ursache der Bildung der jüngeren Hornblende geltend die notwendige Anwesenheit von H (oder H_2O) in Gasform und die Drucksteigerung in den letzten Phasen der Erstarrung des Magma.

So viel steht jedenfalls fest: Die physikalischen und chemischen Zustände erfahren im ausbrechenden Magma während der Erstarrung mannigfache Änderungen, die auf die Mineralausscheidung wesentlichen Einfluß nehmen. Durch plötzliche Druckverminderung, rasche Gasabgabe und ziemlich rasche Temperaturerniedrigung wird das Gleichgewicht zwischen den in der Tiefe gebildeten Mineralen und dem basaltischen Magma gestört, die Minerale werden aufgelöst oder zerfallen. Es findet die Bildung anderer Minerale, namentlich von Augit und Plagioklas statt. Inzwischen hat das ausgebrochene Magma eine äußere Erstarrungskruste erhalten, wodurch das weitere Entweichen der Gase während der Erstarrung der inneren Teile des Basaltkörpers behindert wird. Im Innern schreitet die Mineralbildung und Entgasung langsam fort. Die ausgeschiedenen Krystalle und Gase zusammen nehmen einen größeren Raum ein als das frühere flüssige Magma. Dadurch wird vorübergehend durch Volumsvermehrung ein hoher innerer Druck erreicht. Weil die Wärmeausstrahlung infolge Zurückhaltung der Gase eine verminderte ist, so muß durch die Krystallisation im Innern des Basaltkörpers eine vorübergehende Temperatursteigerung eintreten. Da ferner nach der Bildung von Plagioklas mit dem Ca-Silikat auch der größte Teil des Na-Silikates aus dem Magma entfernt worden ist, so sind im Magmareste ähnliche physikalische und chemische Verhältnisse eingetreten, wie sie bei der intratellurischen Mineralbildung herrschten. Bei Gegenwart einer verhältnismäßig hohen Menge verschiedener Gase und Dämpfe, darunter H_2O, bei erhöhtem Druck und gesteigerter Temperatur im abgeschlossenen Gesteinsraume, unter geänderter

chemischer Zusammensetzung des Magmarestes war die neuerliche Bildung von basaltischer Hornblende und von Biotit ermöglicht.

Die Reihenfolge der Mineralbildung bei der Erstarrung basaltischer Magmen kann in folgender Weise übersichtlich dargestellt werden.

	Apatit	Magnetit	Olivin	Hornblende	Biotit	Augit	Plagioklas An Ab	Rhönit	Nephelin	Glas	Analzim	Philipsit
Intratellurische Periode	↓	↓	↓	↓	↓	↓						
Oberflächenerstarrung	↓	↓	↑ l ↓	↑ z ↓	↑ z ↓	↑ l ↓	↓	↓	↓	↓		
Hydrothermale Per.											↓	↓

l = Lösung z = Zerfall

Beschreibung der einzelnen Gemengteile.

Hornblende tritt in zwei Generationen, einer älteren und einer jüngeren, beide Male als basaltische braune Hornblende auf. Ältere, in der intratellurischen Periode der Mineralbildung ausgeschiedene Hornblenden scheinen in unseren Basalten reichlich vorhanden gewesen zu sein. In der Periode der Oberflächenerstarrung haben sich jedoch die älteren Hornblenden aus den im vorhergehenden mitgeteilten Ursachen umgesetzt bis auf seltene, kleine Reste. Nur der Krystallraum der ehemaligen Hornblenden ist noch gut erkennbar nach seiner Form und Ausdehnung. An Stelle von Hornblende ist eine, im Raume des ehemaligen Hornblendekrystalls dicht zusammengedrängte Anhäufung folgender Minerale getreten:

Erzkörner, abgerundete Körnchen von Olivin, Rhönitkrystalle, Biotitblättchen, Augit, Plagioklas in Form von Leisten, Balken oder Körnern, endlich Glas. Für die Bildung von Biotit ist wahrscheinlich Kali aus dem Magma zugeführt worden. Der neu gebildete Augit ist entweder basaltischer brauner Augit oder violetter Titanaugit. Er bildet häufig große, durchbrochene Krystallskelette, die aus zahlreichen, der Richtung der c-Achse folgenden, schmalen Leisten und einem breiten Rahmen bestehen. Zwischen den Leisten liegen die übrigen neu gebildeten Minerale, nicht selten in paralleler Anordnung. Olivin ist häufig in Iddingsit umgewandelt. Der aus Hornblende hervorgegangene Plagioklas ist von mittlerer Zusammensetzung, er besitzt z. B. im Gestein bei 420 *m* S. H. ostsüdöstlich vom Dorfe Kletschen einen Anorthitgehalt von 53 %. — Nicht immer sind alle der genannten Minerale gebildet worden; Biotit fehlt dann, wenn unter der neuen Mineralgesellschaft sehr reichlich Rhönit oder reichlich Olivin auftritt. Bisweilen sind nur Rhönit und Erzkörnchen gebildet worden. — Die ganze, im Raume der früheren Hornblendekrystalle zusammengedrängte Mineralgesellschaft kann als Umwandlungspseudomorphose nach basaltischer Hornblende aufgefaßt werden.

Einzelne größere, makroskopisch hervortretende Hornblendekrystalle sind in folgenden Gesteinskörpern erhalten geblieben, die deshalb den „Hornblendebasalten" aus der Rhön an die Seite gestellt werden könnten: Fuß der Wankenberge 355 *m* S. H. Morwan NO; östlich Morwan bei 310 *m* S. H.; Basaltgang östlich Staudenberg 400—500 *m* S. H.; südwestlich der Pelikenmühle bei 220 *m* S. H. Zahlreichere Hornblenden haben sich in der Basaltbreccie südwestlich Salesel (an der Staatsbahn nahe des Ortes) erhalten. Die Ursachen für die Erhaltung der Hornblende in diesen Basaltkörpern waren besonders rasche Erstarrung und hoher Druck im Innern eines größeren Basaltkörpers oder eines Schlotes.

Überall zeigen die Hornblendekrystalle sehr einfache Formen (110) . (010) . (011) . ($\bar{1}$01), seltener (031). Sie bestehen aus brauner, basaltischer, stark pleochroitischer Hornblende.

Jüngere Hornblende tritt in Form mikroskopisch kleiner Krystalle oder xenomorph begrenzter Körner in der Grundmasse folgender Basaltkörper auf: Östlich Morwan bei 310 *m* S. H. Decke nördlich des Staudenberges bei 430 *m* S. H.; bei 210 *m* nördlich

Praskowitz südöstlich des Debusberges; bei Sign. 333 *m* nordwestlich Schima u. a. a. O.

Nur dort zeigen die jüngeren Hornblendekryställchen gute krystallographische Begrenzung, wo sie sich frei entwickeln konnten. Das war der Fall in den später mit Zeolithen erfüllten, kleinen Blasenräumen. Sie zeigen die Flächen von (110) und (010). Sonst, im Gewebe der Grundmasse sind sie xenomorph begrenzt und umschließen poikilitisch die älteren Grundmassen-Gemengteile Magnetit, Augit, Plagioklas und Nephelin. Demnach gehören sie wie die jüngeren Biotitblättchen zu den jüngsten Gemengteilen der Grundmasse.

Auch die jüngeren Hornblenden bestehen wie die älteren aus brauner basaltischer, stark pleochroitischer Hornblende. $c:\gamma = 14^{0}$.

Das Auftreten von Olivin und von Biotit als Abspaltungsprodukte unter den bei dem Hornblendezerfall auftretenden Mineralen stützt die von R. Scharizer[1]) und Frank R. v. Horn[2]) ausgesprochene Ansicht, daß in den braunen Hornblenden ein Orthosilikat enthalten sei.

Brauner Glimmer (Biotit) ist in unseren Basalten ein sehr verbreiteter Gemengteil, wenn er auch überall nur in geringer Menge auftritt. In der Regel beträgt seine Menge 2 Volumprozente, sie kann aber bis zu 5—8 Volumprozenten (Gestein bei 210 *m* nördlich Praskowitz) steigen. Auch Biotit tritt wie Hornblende in einer älteren und einer jüngeren Generation auf. In manchen Gesteinskörpern treten beide Generationen auf, z. B. im Gestein des südlichen Teiles der Mache bei 440 *m* S. H. (Aussichtspunkt) und im Gestein des 370 *m* hohen Kegels am Faulen Berge östlich Sebusein. Sehr zahlreiche andere Basalte weisen nur jüngeren Biotit auf.

Der ältere Biotit tritt als größerer Ausscheidling hervor, er bildet 3 *mm*, seltener 5 *mm* messende, sechsseitige, schwarze Krystalle. Auf dem Blätterbruche erscheinen sie matt infolge magmatischer Beeinflussung. In den meisten Fällen ist Biotit auch wie die älteren Hornblenden fast zur Gänze zerfallen in Haufwerke von Rhönitkrystallen und gelbbraunem Glas, zu denen noch Olivin (oft in Chlorit übergeführt) und Augit in Form eines Krystallskelettes treten. Die Formen des ursprünglichen Biotits lassen sich stets erkennen. Der

---

[1]) R. Scharizer, Neues Jahrb. f. M., G. u. P. 1884, II. S., 143 u. f.

[2]) Frank R. v. Horn, Tschermaks Min. u. P. Mitt. **17**, 1898, S. 409. — Zeitschr. f. Kryst. u. Min. **32**. 1900, S. 600.

Biotitzerfall ist auf die gleichen Ursachen wie der Zerfall der älteren Hornblenden in der Effusionsperiode des Basalts zurückzuführen. — Auch hier kann von Umwandlungspseudomorphosen nach Biotit gesprochen werden.

Jüngere Biotite bilden als Bestandteile der Basaltgrundmasse 0·1—0·5 *mm* messende Krystalle von xenomorpher Begrenzung. Sie schließen alle älteren Grundmassengemengteile (Magnetit, Augit und Plagioklasleisten) poikilitisch ein. Nur wenn sie in Hohlräume, die von Zeolithen erfüllt sind, hineinragen, grenzen sie sich gegen die Zeolithe idiomorph ab. (Siehe Fig. 1 auf Tafel II.) Dadurch ist ihre Bildungszeit zwischen den Plagioklasen und den hydrothermal entstandenen Zeolithen bestimmt.

Im Gestein bei 500 *m* S. H. südlich vom Gipfel des Kubatschkaberges ist jüngerer Biotit mit Augit derart verwachsen, daß Biotit und Pyroxen sich gegenseitig netzig-aderig durchdringen.

Bisweilen tritt Biotit auch unter den aus dem Zerfall der Hornblende hervorgegangenen Mineralen auf, z. B. im Gestein bei 310 *m* S. H. südöstlich Morwan.

Augit. Der häufigste Gemengteil, 60—80 Volumprozente aller Bestandteile bildend. Verschieden groß, zentimetergroße porphyrische Ausscheidlinge bis herab zu mikroskopisch kleinen Körnchen in der Grundmasse. Formen stets sehr einfach: Grundprisma (110), Quer- und Längsfläche (100) und (010), halbe Pyramide $(11\bar{1})$. Häufig verzwillingt nach 100; bisweilen wiederholte Zwillingsbildung mit dünn-lamellarer Entwicklung der verzwillingten Individuen. Zumeist gehört der Augit dem braunen basaltischen Augit, bisweilen dem violetten Titanaugit an. Die größeren Krystalle zeigen häufig zonaren und Sanduhrbau. Ab und zu besitzen die Augitkrystalle einen graugrünen Kern und einen braunen oder violetten Rand. In der Ausbildung tritt bisweilen eine Rekurrenz ein, auf einen braunen Kern folgt z. B. eine fast farblose Zone, die von einem äußersten, braun gefärbten Rande umsäumt wird. Letzterer ist reich an eingeschlossenen Erzkörnchen und stimmt mit den Augitkryställchen der Grundmasse überein. Beide sind auch zur gleichen Zeit gebildet worden.

Bisweilen zeigt der Kern der größeren Augitkrystalle Korrosionserscheinungen. Das ist z. B. in den doleritischen Schlieren und Nestern des Basalts am Südabhange des Kubatschkaberges schön zu beobachten. Die Augitausscheidlinge bestehen hier aus Titanaugit

mit prachtvollem Sanduhrbau (siehe Fig. 4). Im dunkelviolett gefärbten Anwachskegel des Prisma ist $\gamma_1' : c = 61^0$, im blaßvioletten Pyramidenkegel ist $\gamma_2' : c = 51^0$. Die früh im Magma gebildeten Krystalle wurden später vom Rande her teilweise aufgelöst. Später setzte sich flaschengrün gefärbte Augitsubstanz auf den korrodierten Krystallen ab, füllte zunächst die durch die frühere Auflösung entstandenen Korrosionsbuchten aus und umsäumte schließlich den ganzen Krystall (s. Fig. 4). Der äußere grüne Saum befindet sich mit dem Kern in gleicher Orientierung und schließt zahlreiche kleine Erzkörnchen ein. Er besitzt einen niedrigeren Brechungsexponenten als der Kern und $\gamma_3' : c = 49^0$. Man kann annehmen, daß der grüne Augitsaum weniger an $Na Fe''' Si_2 O_6$ enthält als der Kernaugit; das Eisenoxyd trat in den Magnetit ein. Isoliert auftretende, grüne Grundmassenaugite zeigen auch $c : \gamma' = 48—49^0$.

Fig. 4.

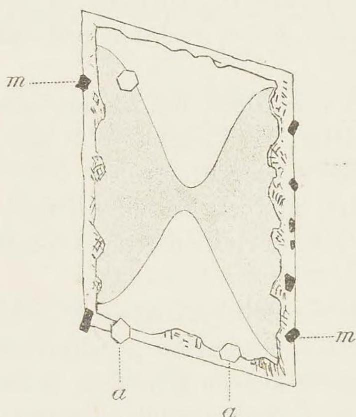


Fig. 4. Titanaugit mit Sanduhrbau. Violetter Kern mit Korrosionsbuchten, diese ausgefüllt mit der grünen Augitsubstanz des Saumes. Näheres im Texte. *a* Apatit, *m* Magnetit.

Die Dicke der Zonen ist in den verschiedenen Anwachskegeln der zonar gebauten Augite ungleich, in manchen Fällen ist der äußerste, einschlußreiche Saum auf den Pyramidenflächen auffallend dick, während er auf den Prismenflächen nur als ganz dünnes Häutchen wahrgenommen wird, in anderen Fällen ist das Umgekehrte der Fall.

Zufällig in das Basaltmagma gelangte Quarzkörner, Sandstein- oder Granitbröckchen werden rings von kleinen, dicht gedrängten, fast farblosen Augitsäulchen (Porricin) umhüllt. Diese sind in der Regel Diopsid, $c : \gamma' = 43^0$.

Die Augite der Alkalibasalte haben verschiedenen Ursprung. Wohl ist die überwiegende Menge direkt aus dem Magma teils in der intratellurischen, teils in der Effusionsperiode ausgeschieden, in zahlreichen Gesteinen ist aber Augit durch den Zerfall von Hornblende und Biotit entstanden. Doch ist die Zahl der in je einem

Gesteinskörper aus Hornblende und Biotit hervorgegangenen Augite keine große. Häufig bildet dieser Augit größere Krystallskelette, die aus schmalen, eng gestellten, der c-Achse parallelen Leisten und einem die Leisten zusammenhaltenden Rahmen bestehen.

Zahlreiche Einschlüsse von Apatit, Erzkörnchen, Olivin, Biotit und Gesteinsglas spicken die größeren Augite. Gesteinsglas durchdringt bisweilen den Augitkrystall in vielfach mäandrisch gewundenen Kanälen.

Olivin tritt in unseren Basalten in vier Formen auf. Größere körnige Aggregate in knollenförmigen, bis 10 *cm* großen Gebilden finden sich namentlich in den Basalten der Umgebung von Praskowitz (auch im Leuzitbasalt des Gr. Debus). Dann finden sich ungemein verbreitet größere porphyrische Ausscheidlinge, Krystalle mit teils scharfkantiger, teils abgerundeter Umgrenzung. Drittens bilden mikroskopisch kleine Olivinkrystalle einen wesentlichen Gemengteil der Grundmasse der Basalte. Endlich finden sich nicht selten Olivinkörner unter den durch Umwandlung aus Hornblende und aus Biotit hervorgegangenen Mineralgesellschaften.

Die Gesamtmenge des Olivins beträgt durchschnittlich 5 Volumprozent, selten sinkt sie unter diese Ziffer, bisweilen steigt sie bis 10 Prozent (Gestein bei 260 *m* S. H. südlich Zirkowitz), sie kann ausnahmsweise 15—18 Prozent erreichen (porphyrischer Basalt bei 280 *m* S. H. nordöstlich Habrowan am Wege nach Suchei, Basalt bei Sign. 372 *m* nordöstlich Rzepnitz nahe der Ostgrenze des Blattes).

Über die Krystallform unserer Olivine ist nichts besonderes zu bemerken. Recht häufig hat später Abschmelzung der früh gebildeten Olivinkrystalle im Magma stattgefunden, so daß eiförmige Gebilde oder mannigfach gelappte Formen aus den ursprünglich scharfkantigen Krystallgestalten geworden sind (siehe Fig. 5).

Recht häufig bemerkt man sekundäre Umwandlungserscheinungen am Olivin, und zwar in Serpentin, Chlorit, Limonit und Iddingsitminerale. Die Umwandlung erfaßt die kleineren Krystalle zur Gänze, die größeren häufig nur zum Teil. Bei den größeren Krystallen erscheint der äußere Saum der Krystalle oft in ein Iddingsitmineral oder seltener in Limonit übergeführt, während der Kern vollkommen frisch erhalten blieb oder eine Umwandlung in Serpentin oder Chlorit erfahren hat. Auch kann man beobachten, daß der Kern des Olivinkrystalls in Serpentin, eine äußere Zone in ein Iddingsitmineral und

der äußerste Saum in Chlorit übergeführt ist (siehe Fig. 5). Diese Erscheinung ist offenbar, wenigstens zum Teil, auf ursprüngliche isomorphe Schichtung mit einer Anreicherung an $Fe_2 Si O_4$ nach außen zurückzuführen. Im frischen Olivinkrystall ist eine isomorphe Schichtung nur selten bemerkbar.

Die sekundär aus dem Olivin hervorgegangenen Iddingsitminerale sind stets gleichachsig mit dem Olivin, den sie umschließen, gelagert. Wie in den Basalten anderer Gebiete[1]) besitzen auch die Iddingsitminerale unserer Basalte verschiedene optische Eigenschaften. Man kann in unserem Gebiete unter den Iddingsitmineralen folgende drei Gruppen unterscheiden: 1. Mit lebhaft roter Farbe; pleochroitisch: α dunkelrot, γ gelblichrot. Spaltbarkeit recht vollkommen, Richtung der Spaltrisse parallel γ. Ebene der optischen Achsen in der Richtung der Spaltrisse. Optisch positiv. 2. Farbe lebhaft gelb; pleochroitisch: α goldgelb, γ dunkelgrüngelb. 3. Farbe gelblichrot; nicht pleochroitisch.

Fig. 5.

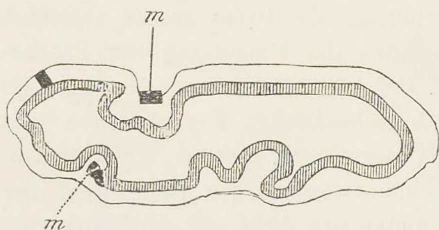


Fig. 5. Olivinkrystall mit Korrosionsbuchten. Innen in Serpentin, randlich in Iddingsit (schraffiert) und außen in Chlorit umgewandelt. *m* Magnetit.

Im Vergleich zum Olivin liegt γ des Iddingsitminerals bald parallel zu γ im Olivin, bald parallel zu α.

Demnach gehören die roten und gelben Umwandlungsprodukte des Olivins in unseren Basalten, die als „Iddingsit" zusammengefaßt worden sind, verschiedenen Mineralen an.

Magnetit tritt bisweilen in runden, bis zentimetergroßen, abgeschmolzenen Körpern von schwarzer Farbe und lebhaftem Glanze auf (Gestein des Wilckaberges). Häufiger findet er sich in porphyrisch ausgeschiedenen Krystallen, die mitunter 0·5 *mm* Durchmesser erreichen und deshalb makroskopisch hervortreten. Allgemein verbreitet sind mikroskopisch kleine Körnchen, Krystalle und Krystallskelette

---

[1]) M. Stark, Geolog.-petrogr. Aufnahme der Euganeen. Tschermaks Min.- u. Petrogr. Mitteil. XXVII, 1908, S. 477 u. f. — H. Wiegel, Die Verwitterungserscheinungen des basalt. Olivins usw., Zentralbl. f. Min., G. u. Pal., 1907, S. 372 u. f. — Hier auch die ältere Literatur.

von mannigfacher Gestalt. Seine Gesamtmenge beträgt 5—8 Volumprozente, selten 12 Prozente (Gestein nordwestlich Habrowan am Wege nach Suchei bei 280 *m* S. H.) oder gar 15% (kleiner Kegel bei 320 *m* S. H. südlich vom Gipfel des Deblikberges).

Ilmenit konnte in unseren Basalten nur in einigen Fällen nachgewiesen werden, so z. B. in den doleritischen Schlieren und Nestern, die am Südabhange des Kubatschkaplateaus im dichten Basalte auftreten.

Apatit findet sich in allen unseren Basalten in geringer Menge. Er bildet Prismen mit der Pyramide und der Endfläche, ferner feine Nädelchen. Letztere treten als Einschlüsse in allen übrigen Gemengteilen auf, in den farblosen Mineralen (Plagioklas, Nephelin, Analzim) und im Glas kann man sie besonders häufig erkennen.

Die Bildung der größeren Prismen fällt in die früheste Zeit der Gesteinsverfestigung; die feinen Nädelchen sind jünger, ihre Entstehung hielt an bis in die letzte Zeit der Erstarrung. Deshalb erfüllen sie auch die jüngsten Gemengteile, das Glas und die Zeolithe.

Rhönit ist in den Basalten recht verbreitet, wenn er auch nur in geringer Menge auftritt. Selten erreicht er 2 bis 3 Volumprozente aller Gemengteile, z. B. im Basalt, der am Eingange ins Ritinatal am Südabhange des Steinhübels bei 220 *m* gangförmig aufsteigt. In der Regel ist seine Menge viel geringer.

Seine Krystalle liefern im Dünnschliff zumeist sechsseitige Durchschnitte, die gewöhnlich vom Prisma (110) . ($1\bar{1}0$) und von der Längsfläche (010) begrenzt und nach letzterer Richtung stark gestreckt sind. Bisweilen sind die Krystalle xenomorph begrenzt und ihre Umrisse sind bestimmt durch die Umgebung.

Die dunkelbraunen bis schwarzen Rhönitkrystalle verteilen sich entweder gleichmäßig im ganzen Gestein oder sie liegen dicht gedrängt in den Krystallräumen früherer Hornblenden und Biotite, bei deren Umwandlung sie entstanden. Bisweilen ordnen sich hier die Rhönitkrystalle regelmäßig an, so daß sie teils parallel der Achse a, teils parallel der Achse c des früheren Hornblendekrystalls zwischen den Leisten des gleichzeitig oder etwas früher entstandenen Augitskelettes eingelagert sind. In den umgewandelten Biotitkrystallen liegen sie bisweilen in gitterförmiger Anordnung nach drei sich unter etwa 60° schneidenden Richtungen; die Längsrichtung der gestreckten sechsseitigen Durchschnitte entspricht der Spaltungsfläche der Glimmer-

blättchen. Diese Anordnung ist bereits von J. Soellner beobachtet worden.[1])

In nachfolgenden Gesteinskörpern finden sich dicht gedrängte Anhäufungen von Rhönitkrystallen in den Krystallräumen von Hornblende bez. Biotit: Am Fuchsberge südwestlich Salesel bei 240 *m* S. H. Im Bachbett des Morwaner Baches bei 280 *m* und zu beiden Seiten des Baches bis zum Straßeneinschnitt östlich Morwan. Östlich Steben bei 410—420 *m* in der „Ochsenflur". Decke von 380—410 *m* an der Elbtalkante östlich Padloschin. Basaltgang östlich am Staudenberge bis herab zu 400 *m* S. H. Nordöstlich Salesel von 210 *m* bis 270 *m*. Gänge im Sand an der Staatsbahn zwischen Salesel und Praskowitz östlich vom Dubitzer Gemeindeberge. Michelmotzenwand bei 450 *m* S. H. nördlich des Staudenberges. Im Dorfe Praskowitz bei 170 *m* S. H. Westlich Praskowitz bei 240 *m* S. H. Südwestlich der Eisenbahnstation Radzein bei 405 *m* S. H. östlich der Straße nach Kletschen. Am Südabhang des 518 *m* hohen Südgipfels des Kubatschkaberges bei 510 *m* S. H. Nordabhang des 537 *m* hohen nördlichen Gipfels dieses Berges bei 450 *m* S. H. und bei 500 *m* am Südabhang des nördlichen Gipfels. Bei 420 *m* S. H. südöstlich des Dorfes Kletschen. Gipfelgestein des Deblik 456 *m* S. H. Gesteinsgang am rechten Ufer des Baches am Eingang ins Ritinatal nahe dem Ostrande des Kartenblattes. Bei Sign. 281 *m* nördlich Schima. Decke auf der Nordseite des Steinhübels bei 260—280 *m* S. H. Decke östlich Kolleben von 365—390 *m* S. H.

Über das ganze Gestein gleichmäßig verteilte Rhönitkrystalle finden sich in folgenden Basaltkörpern: Decke von 270—280 *m* S. H. am linken Gehänge des Elbtales, Nordrand der Karte. Südlich Praskowitz bei 215 *m*, nahe der Südgrenze des Blattes. Südwestlich Praskowitz bei 255 *m* S. H. Westlich von Praskowitz bei Sign. 312 *m*. Bei 410 *m* auf der Südseite des Kubatschkaberges. Nordöstlich Birnay bei 280 *m* S. H.

In einigen wenigen Basaltkörpern unseres Gebietes tritt Rhönit sowohl in den Krystallräumen der Hornblende als auch außerhalb derselben durch das ganze Gestein verteilt auf: Decke auf der Nordseite des Steinhübels von 260—280 *m* S. H. Gang am rechten Bachufer des Ritinabaches nahe der Ostgrenze des Blattes; steht im

[1]) Neues Jahrb. f. M. G. u. P., B. B. XXIV, 1907, S. 523.

Zusammenhang mit der vorgenannten Decke. Westlich Praskowitz bei 240 *m* S. H. Basaltschlot bei 170 *m* S. H. im Dorfe Praskowitz.

Es konnten keinerlei Beobachtungen gemacht werden, aus denen zu schließen wäre, ob der im Gestein verteilte Rhönit auch auf umgewandelte Hornblende bez. auf Biotit zurückzuführen ist, oder ob er direkt aus dem Magma ausgeschieden wurde. Nahe liegt, das letztere anzunehmen.

Plagioklas bildet in unseren Basalten selten größere, bis 2 *mm* messende Ausscheidlinge (z. B. Gestein a. d. Staatsbahn südwestlich beim Dorfe Salesel und Wilckaberg 420 *m* S. H.), in der Regel tritt er nur in mikroskopisch kleinen Leisten, Balken und Feldern auf. Fast immer verzwillingt nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetze, seltener auch nach dem Periklingesetze. Seine Menge wechselt von 10—25 Volumprozent, oft im gleichen Gesteinskörper, selten steigt sie bis 37 und 40 Volumprozent. Letzteres ist der Fall im Kugelbasalt östlich des Stebener Friedhofes, im Gestein des 360 *m* S. H. erreichenden Kegels nordwestlich des Trabitzeberges und in den losen Blöcken auf dem mit Sign. 300 *m* bezeichneten Kegel östlich der Laubenmühle.

Die Mischung der Plagioklase ist nicht in allen Basalten des Gebietes die gleiche. Nach dem Albitgesetz verzwillingte Leisten im Gange südwestlich des Wannower Friedhofes nahe der Nordgrenze des Blattes am linken Elbgehänge bestehen aus rund Ab_{50} An_{50}, gemessen in Schnitten senkrecht zu P und M, diese ergaben $\alpha'/M = +27^{0}$. In doleritischen Schlieren des sonst dichten Basalts am Südabhange des Kubatschkaplateaus besitzen die Platten von Plagioklas einen Gehalt von 65 % An, gemessen an Doppelzwillingen nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetze.

In den Basaltgesteinen mit Intersertalstruktur besitzen die Feldspate in der Regel die Form von Leisten und Balken, beide nach der a-Achse gestreckt. Größere Feldspatfelder finden sich in den Basalten vom „Gethürmser Typus"; die Plagioklase sind hier xenomorph begrenzt und durchspickt mit zahlreichen Augit- und Magnetitkrystallen. Auch Basalte mit Gerinnselstruktur zeigen größere, xenomorph begrenzte Plagioklasfelder, aber ohne Durchspickung mit den vorgenannten Mineralen.

Die größeren Tafeln von Plagioklas weisen isomorphe Schichtung auf, im Gestein bei Sign. 372 *m* nordwestlich Rzepnitz nahe

dem Ostrande der Karte z. B. besteht der Kern der Feldspattafeln aus 70 % An und 30 % Ab, während in der äußersten Hülle der Tafel der Anorthitgehalt auf 38 % herabsinkt.

Bezüglich ihrer Bildungsweise kann man unter den Feldspaten der Alkalibasalte von den unmittelbar aus dem Magma ausgeschiedenen solche unterscheiden, die sich durch Abspaltung aus Hornblende gebildet haben und in Form von nach dem Albitgesetz verzwillingten Körnern und Balken im Krystallraume der früheren Hornblende liegen. Im Gestein bei 450 *m* S. H. am Nordabhange des Kubatschkaberges konnte in solchen, aus Hornblende hervorgegangenen Plagioklasen ein Anorthitgehalt von 40 % festgestellt werden, im Gestein bei 420 *m* S. H. südöstlich vom Dorfe Kletschen aber von 55 % und 66 % Anorthitsubstanz. Es besteht demnach hinsichtlich der Mischungsverhältnisse kein Unterschied zwischen dem unmittelbar aus dem Magma und dem durch Umwandlung von Hornblende hervorgegangenen Plagioklas.

Bisweilen ragen in die kleinen Blasenräume, die in vielen unserer Basalte vorhanden sind, kleine, wasserhelle Plagioklaskrystalle mit freien Krystallenden hinein. Diese Plagioklase sind ärmer an Anorthit als die im übrigen Gestein, der Anorthitgehalt beträgt nur etwa 25 %. Sie haben sich sehr spät, erst gegen das Ende der Gesteinsverfestigung gebildet.

Nephelin kommt in vielen unserer Basalte, allerdings nur in sehr geringer Menge vor. Selten gewahrt man die rechteckigen oder sechsseitigen Krystalldurchschnitte, häufiger bildet er Felder von unregelmäßiger Begrenzung. Letztere sind oft poikilitisch gespickt mit kleinen Augiten der Grundmasse und erfüllt von Apatitnädelchen. Im Basalt bei 310 *m* S. H. östlich von Morwan, dann bei 455 *m* S. H. südöstlich Padloschin und bei 360 *m* S. H. östlich Qualen umschließen die jüngeren Glimmer- und Hornblendekrystalle sehr zierliche Kryställchen von Nephelin, die an ihrer Form, den Spaltrissen, der geraden Auslöschung, der niedrigen Lichtbrechung und schwachen, negativen Doppelbrechung erkannt wurden.

In den größeren Nephelinfeldern und den Krystallen gewahrt man nicht selten eine Art von Pflockstruktur, die sich bei beginnender Verwitterung einstellt. Entlang der prismatischen Spaltrisse dringen von der Basis aus spießartige Körper in den Nephelinkrystall ein. Über die Natur dieser Körper konnte nichts ermittelt werden.

Braunes Gesteinsglas ist in unseren Basalten in wechselnder Menge vorhanden. Es kann in manchen Gesteinskörpern ganz fehlen, in anderen beträgt es 5—10 Volumprozente, im Gestein des Deblikgipfels steigt es bis 30 Volumprozent. Das Glas ist bisweilen wolkig trüb; ferner bemerkt man oft an den Grenzen gegen die Plagioklase eine dunklere, um die Magnetite und Augite hingegen eine lichtere Färbung. Nicht selten sind dem Glase kleine Trichiten eingelagert, die im Gestein bei 370 *m* S. H. südlich der Mache als braune Hornblende bestimmt werden konnten. Der Brechungsexponent des Glases in diesem Gestein beträgt 1·53, während er in anderen Gesteinen gleich oder selbst größer als 1·54 ist.

Minerale der hydrothermalen Periode. In den kleinen Blasenräumen der Basalte finden sich Minerale vor, die erst nach der fast vollendeten Gesteinsverfestigung und nach Begrenzung dieser Blasenräume gebildet wurden, zu einer Zeit, in der heiße wässerige Lösungen von Silikaten und verschiedene Gase die Räume erfüllten. In die Räume ragen nicht selten freie Krystallenden von Augiten, jüngeren Biotiten und Plagioklasen aus der Grundmasse herein. Diese und die übrigen Begrenzungselemente des Blasenraums sind in vielen Fällen mit einer ganz dünnen Haut von Hyalith überzogen. Auf dieser sitzen dann Zeolithe, die den Blasenraum ganz erfüllen können oder vom Rande her frei hereingewachsen sind. Namentlich findet man die Zeolithe: Analzim, Phillipsit, seltener auch Natrolith, Phakolith und Thomsonit.

Analzim ist auf der Hyalithhaut zuerst ausgeschieden, dann folgt Phillipsit, der das Innere der kleinen, oft nicht viel mehr als 0·5 *mm* messenden Blasenräume erfüllt. Die Phillipsitkrystalle sind im allgemeinen als außerordentlich zarte Prismen ausgebildet und mannigfach verzwillingt. Der Querschnitt der Prismen zeigt, wie die Zwillingskrystalle in zierlichster Verzahnung ineinandergreifen. Das tritt bei Beobachtung im polar. Lichte sehr schön hervor. Im gewöhnlichen Lichte verursacht indes der Aufbau aus einzelnen kleinen Zwillingen eine überaus feine Teilung des Phillipsitquerschnitts in regelmäßige Reihen von Feldchen, die abwechselnd in schwach bräunlichen Farben und farblos erscheinen.

Strukturen. Zumeist erscheinen unsere Basalte hypokrystallin-porphyrisch entwickelt, bald mit hyalopilitischer oder recht häufig mit intersertaler Grundmasse. Das Auftreten von Pla-

gioklasfeldern, die alle übrigen Grundmassenbestandteile auf weite Strecken hin einschließen, bedingt die Struktur vom „Gethürmser Typus“. Recht schön sind solche poikilitische Plagioklase im Gestein der losen Blöcke auf dem 300 *m* hohen Hügel östlich der Laubenmühle entwickelt, ferner in den Basalten südwestlich und südlich Habrowan und an vielen anderen Orten. Auch die Koagulations- oder Gerinnsel-Struktur ist nicht selten zu beobachten. Bei dieser Struktur erscheinen die färbigen Grundmassenbestandteile dicht zusammengedrängt zu dunkel gefärbten, nur wenige kleine Feldspate enthaltenden Gesteinspartien; dazwischen öffnen sich größere farblose Felder von unregelmäßig verzerrter Gestalt, die zum größten Teile aus großen Plagioklaskörnern, zum geringeren Teile aus Analzim bestehen. Gerinnselstruktur ist z. B. gut entwickelt in den Gesteinen nordöstlich der Kote 289 *m* (östlich der Pelikenmühle) und nördlich vom Iizerberge bei 400 *m* S. H. — Doleritische (hypidiomorphkörnige) Ausbildung zeigt das Gestein des 553 *m* hohen Westgipfels vom Staudenberge, dann der durch einen Steinbruch aufgeschlossene Gesteinskörper bei 230—250 *m* S. H. südwestlich vom Deblikberge, östlich vom Sodalithtephrit. Im sonst dichten Basalte am Südabhang des Kubatschkaplateaus treten bei 450 *m* südlich des Fahrweges, der vom Südrande der Karte zum Plateau emporführt, doleritisch ausgebildete Nester und Schlieren auf.

Formen der Basaltkörper. Die Alkalibasalte bilden im Kartengebiete weit ausgedehnte Decken, ferner Gangstöcke, Gänge und Schlotausfüllungen. Aus basaltischen Decken besteht namentlich der zwischen dem Elbe- und Bielatale gelegene Kartenteil. Durch die Rinnen dieser Täler sind die Decken bis zu ihrem Liegenden angeschnitten. Man erkennt ein mannigfaltiges System von verschiedenen Decken und abwechselnden Tufflagen. Vom Gipfel des Staudenberges (553 *m*) in nördlicher Richtung bis zum liegenden, oligozänen Sande im Elbtale (Oberkante 270 *m* S. H.) zählt man am Talgehänge sieben übereinander folgende, zum Teil durch Tufflagen getrennte Basaltdecken. Das ganze System von Basaltdecken und Tufflagen erreicht hier die Mächtigkeit von rund 290 *m*. Die einzelnen Decken erreichen Mächtigkeiten von 15—20 *m*; die Decke, auf welcher das Dorf Qualen steht, ist 40 *m*, die Decke des Tschernowaberges 90 *m* mächtig.

Die Schlotausfüllungen erheben sich infolge ungleichen Abtrages ihrer Umhüllung als Kegel oder Kuppen über ihre Umgebung. Auch

härtere Teile, dicht entwickelte Partien einer sonst schlackig-glasig erstarrten Decke wachsen als Verwitterungs- und Abtragsreste in Kegel- und Kuppenform empor.

Auffallend ist die größere Häufigkeit von mächtigeren Basaltgängen im Kartengebiete gegenüber anderen Teilen des Mittelgebirges.

Die Ausbildung der Gesteinskörper ist ungleich. In vielen Fällen erscheinen die Basaltkörper bei schwarzer Färbung kompakt und gleichmäßig, ohne nennenswerte Unterbrechungen, entwickelt. Zahlreiche Basaltkörper hingegen zeigen sich erfüllt von vielen, kleineren und größeren Blasenräumen, die häufig nach einer Richtung ausgezogen und mit Zeolithen und Karbonaten ausgekleidet sind. Die Basaltmasse zwischen den Blasen ist glasreich, schlackig ausgebildet und verschiedentlich grau bis braun gefärbt. Schlackig-poröse Basalte verwittern rascher als die schwarzen kompakten. Sind die Blasen recht klein gewesen, so wird es oft schwer, verwitterte schlackig-poröse Basaltkörper von angewitterten Basalttuffen zu unterscheiden. Seltener haben die Basaltkörper brecciöse Ausbildung erfahren, wodurch Eruptivbreccien zustande kamen, bei denen größere und kleinere, gerundete und kantige Blöcke und Trümmer von Alkalibasalt umschlossen werden durch einen Kitt von dichtem Basalt der gleichen Art. Basaltische Eruptivbreccien finden sich westlich bei Salesel neben dem Bahnkörper der Staatsbahn, östlich Zirkowitz zwischen 260 und 290 *m* S. H. u. a. a. O. Die erstgenannte Breccie bildet schmale Bänke von 10—15 *cm*, seltener 25—50 *cm* Mächtigkeit, zwischen die ganz schmale, nur 4—5 *cm* mächtige Lagen kompakten Basalts parallel eingeschaltet sind. Die Breccie selbst besteht aus sehr kleinen, runden Basaltbröckchen von verschiedener Ausbildung und einzelnen Quarzkörnern, die durch dichten Basalt verbunden werden. Im verbindenden Basalte finden sich zahlreiche, nicht korrodierte und nicht magmatisch beeinflußte braune Hornblende- und einzelne Olivin-Krystalle.

Unsere Basalte zeigen säulige, plattige oder kugelige Absonderung. Schön säulig abgesondert ist der Basaltkörper des Nautschkensteins östlich Salesel, ferner der Basalt am Fuchsberge bei 260 *m* S. H. südwestlich Salesel, unregelmäßig-säulig der Gesteinskörper südsüdwestlich vom Deblik östlich vom Sodalithtephrit. Plattige Absonderung erfuhr der Basalt östlich und südlich von Morwan, besonders schön aufgeschlossen durch den Steinbruch im Mühlgraben.

Kugelige Absonderung zeigen die Basaltkörper bei 290 *m* S. H. nordwestlich des Scheinberges, östlich des Wirtshauses auf dem Kubatschkaplateau, östlich des Stebener Friedhofes und südlich des Dorfes Habrowan.

Bei der Verwitterung zerfallen manche Alkalibasalte zu Grus und grobem Sand, so der Basalt im Dorfe Qualen und der Basaltkörper bei 280 *m* S. H. nordöstlich des Dorfes Habrowan. Letzterer zerfällt zuerst in Blöcke, an deren Oberfläche sich Schalen loslösen, die zuletzt den Grus liefern. Im Dorfe Qualen wird der aus dem Basalte hervorgegangene grobe Sand zur Mörtelbereitung als Bausand verwendet. Kugelschalig verwittert auch der Basaltkörper südlich von Habrowan. — Kokkolithischen Zerfall erleiden die Basaltkörper bei 230 *m* südlich des Jungfernsprungs, bei 340 *m* im Elbtale östlich von Padloschin am Nordrande der Karte und bei 420 *m* östlich am Kubatschkaberge. — Als „Sonnenbrenner" ist der Basalt bei Kilom. 420·0 der Nordwestbahn durch das Auftreten hellgrauer Flecke bei vorschreitender Verwitterung zu bezeichnen.

Nephelinbasalt [B n].

Eng verbunden mit den Alkali(Feldspat-)basalten treten im Kartengebiete auch Nephelinbasalte auf. Beiderlei Gesteine kommen mit- und nebeneinander vor, sie sind während der gleichen Zeitperiode ausgebrochen und beide besitzen gleiche Formen und Ausbildungsweisen. An Menge treten die Nephelinbasalte gegen die Alkali(Feldspat-)basalte zurück; mehr als 100 Körpern von Feldspatbasalt stehen nur etwa 30 Nephelinbasalte gegenüber. Auch der Nephelinbasalt bildet Decken, die namentlich im mittleren und nördlichen Kartenteile mit Feldspatbasaltdecken wechsellagern und bis 60 *m* Mächtigkeit erreichen (Decke am linken Elbtalgehänge nordöstlich Qualen von 370—430 *m* S. H.); ebenso kennt man Gänge von Nephelinbasalt, z. B. den mächtigen, von 245 *m* bis zu 370 *m* S. H. aufsteigenden Gang des Jungfernsprungs.

Plattige Absonderung herrscht vor; der Gesteinskörper an der Straße östlich Staditz bei 158—188 *m* S. H. (Steinbruch) ist schön säulig abgesondert.

Unsere Nephelinbasalte bilden schwarze, dichte oder porphyrische Gesteine. In letzterem Falle liegen Ausscheidlinge von Olivin, bisweilen

auch von Augit, in einem Falle auch von Biotit (Decke bei Sign. 380 *m* am Steinhübel nordöstlich Sebusein) eingebettet in schwarzer, dichter Grundmasse. U. d. M. löst sich die Grundmasse auf in ein Mineralgemenge, das wesentlich aus Magnetit, Olivin, Augit, Biotit, Hornblende und Nephelin besteht. Untergeordnet finden sich Plagioklas, Apatit, bisweilen auch farbloses Glas, dann Zeolithe (Analzim, Thomsonit, Phillipsit und Natrolith). Die Mengen der wesentlichen Gemengteile betragen in Volumprozenten: Magnetit 4, selten 10—15%; Olivin 2—5, vereinzelt 15%; Augit 70—80%; Biotit und Hornblende 2—5%; Nephelin 8—10, selten bis 20%.

Basaltischer Augit tritt in größter Menge auf, dreiviertel des Gesteins sind Augit. Er bildet größere Ausscheidlinge und kleinere Kryställchen, die den Hauptbestandteil der Grundmasse bilden. Die größeren Ausscheidlinge sind zonar gebaut, mit grünem oder hellem, schwach bräunlich gefärbtem Kern und dunkelbraunem oder violettem Rande. Nicht selten ist eine Rekurrenz der Zonen zu bemerken (Decke bei 360—380 *m* am linken Gehänge des Elbtales am Nordrande der Karte u. a. a. O.), dabei wiederholen sich hellbraune Zonen auch gegen den Rand des Krystalls. Auch Sanduhrbau tritt auf, wobei im Prismenkegel $c:\gamma = 55^0$, im Pyramidenkegel $c:\gamma = 51^0$ und im äußersten Saume, der den ganzen Krystall umhüllt, $c:\gamma = 42^0$. — Die kleinen Krystalle der Grundmasse zeigen einen einheitlichen Aufbau aus basaltischem Augit.

Biotit tritt nur in einem Falle als älterer Ausscheidling auf, sehr verbreitet aber sind jüngere Biotitblättchen, die im Vereine mit jüngeren Hornblendekryställchen recht häufig, wenn auch nur in geringer Menge (2—5 Volumprozente) zu bemerken sind. Die Blättchen braunen Glimmers und brauner basaltischer Hornblende ($c:\gamma = 8$—9^0) schieden sich erst nach der Bildung von Nephelin aus, sie gehören demnach zu den jüngsten Gesteinsgemengteilen (siehe Fig. 2 auf Tafel II). Deshalb umschließen sie auch alle älteren Minerale der Grundmasse. Ihre Begrenzung geschieht nur dort durch Krystallflächen, wo sie in die kleinen Hohlräume des Gesteinsgewebes hineinragen und an die noch jüngeren Zeolithbildungen grenzen. Schön ausgebildete Hornblendekryställchen finden sich im Gestein der Decke bei Sign. 283 *m* nördlich Habrowan, westlich Suchei.

Olivin hat recht häufig starke Korrosion erfahren, die Krystalle sind abgerundet und stark zerlappt. Der Rand der Olivine ist oft in

braungelben Limonit oder in braunrote Iddingsitminerale umgewandelt; der aus diesen Mineralen bestehende Saum folgt dem Umrisse der Korrosionsformen. Auch Zersetzungen des Olivins in Serpentin und in chloritische Substanzen haben stattgefunden.

Nephelin tritt entweder in mehr weniger gut begrenzten Krystallen zwischen den übrigen Gemengteilen auf oder er bildet größere Felder mit minder guten Krystallflächen, die häufig zahlreiche Erzkörnchen und Augitkryställchen der Grundmasse sowie feine Apatitnädelchen umschließen. In die Nephelinkrystalle dringen bei beginnender Verwitterung von der Basisfläche (001) aus pflockartige Gebilde parallel zur c-Achse vor.

Farbloses Glas findet sich in unseren Basalten nur selten vor.

Plagioklas ist ein regelmäßig auftretender Gemengteil unserer Nephelinbasalte. Es sind sehr wechselnde Mengenverhältnisse dieses Minerals in den verschiedenen Basalten des Gebietes bekannt geworden, so daß alle Übergänge von Plagioklas führenden Nephelinbasalten zu den Nephelinbasaniten, in denen sich die Mengen von Nephelin und Plagioklas das Gleichgewicht halten, bis zu den Nephelin führenden Plagioklasbasalten vorhanden sind. Nur solche Gesteine wurden der Gruppe der Nephelinbasalte eingereiht, in denen der Plagioklas gegenüber dem Nephelin an Menge zurücktritt, während Gesteine mit annähernd gleichen Mengen von Nephelin und Plagioklas den Nephelinbasaniten und Gesteine, in denen der Plagioklas an Menge den Nephelin entschieden überragt, den Alkali(Feldspat-)basalten zugerechnet wurden.

Die Plagioklase treten überwiegend in Form größerer Felder auf, die entweder zahlreiche Magnetitkörner und Augitkrystalle der Grundmasse einschließen oder frei von solchen Einschlüssen in den kleinen Blasenräumen des Gesteins auftreten. In letzterem Falle sind sie jünger als der Nephelin, aber älter als die in den gleichen Hohlräumen vorhandenen Zeolithe. Im Gestein bei 250 *m* S. H. am rechten Ufer des Lischkengrabens wurde der Anorthitgehalt eines solchen einschlußfreien Plagioklases mit 38 % bestimmt.

Apatit besitzt in geringen Mengen große Verbreitung in den Nephelinbasalten, er bildet bisweilen dickere Prismen (Decke bei Sign. 380 *m* am Steinhübel nordöstlich Sebusein), gewöhnlich aber feinste Nädelchen in allen farblosen Gemengteilen (Nephelin, Glas, Plagioklas, Analzim).

Zeolithe, und zwar Analzim, Thomsonit, Phillipsit und Natrolith füllen in Form von teils körnigen, teils feinstrahligen Aggregaten die mehrmals genannten kleinen Hohlräume im Gestein aus.

Strukturen. Die Gemengteile unserer Gesteine fügen sich in dreierlei Weise zu einem Ganzen zusammen: 1. Alle Bestandteile besitzen annähernd gleiche Größen und bilden, gleichmäßig gemengt, einen dichten Filz. 2. Zwischen einem dicht geschlossenen, schwer durchsichtigen Filz aus kleinen Krystallen von Olivin, Magnetit, Augit und wenig Nephelin treten nest-, gang- oder schlierenförmig größere, farblose, körnige Aggregate von Nephelin und Analzim auf. 3. Im Gesteinsgewebe sind größere Felder von Nephelin und von Glas vorhanden, die zahlreiche kleine Krystalle von Augit, Biotit und Magnetit poikilitisch einschließen. Die zweite Struktur entspricht der Gerinnselstruktur, die dritte dem „Gethürmser Typus" bei den Alkali(Feldspat-)basalten.

Leuzitbasalt [Bl].

An 20 Gesteinskörper des Gebietes. Sie bilden Decken, Gangstöcke und Gänge. Das Gestein von drei Körpern ist schwarz und dicht (Rücken bei 330—360 *m* nordöstlich der Eisenbahnstation Radzein, nordöstlich Habrowan bei Sign. 292 *m* und bei 270 *m* S. H. im „Roten Graben" nordöstlich der Pelikenmühle), die übrigen Leuzitbasalte sind porphyrisch ausgebildet; sie zeigen in dichter Grundmasse größere Krystalle von Olivin, Augit und Biotit, selten auch von Hornblende eingebettet. Dadurch gewinnen diese Gesteine bisweilen ein prächtiges Aussehen, z. B. das Gestein der losen Blöcke 350 *m* nordöstlich von Sign. 289 *m* östlich der Pelikenmühle.

Die Grundmasse der Leuzitbasalte besteht aus einem innigen Gemenge von Magnetitkrystallen (4—10 Volumprozent), sehr viel basaltischem, titanreichem Augit (60—80 Volumprozent), Biotit (bis 2 Volumprozent), hie und da etwas Hornblende, Olivin (gewöhnlich 5—8, selten 10—15 Volumprozent) und von Leuzit (5—10 Volumprozent). Als akzessorische Gemengteile treten Rhönit, etwas Plagioklas, bisweilen auch Nephelin und Analzim, Apatit und im Gestein nördlich des Iizerberges einzelne Sodalithkrystalle auf. In einigen Gesteinskörpern ist braunes Glas vorhanden; im Gestein des 337 *m* hohen Kegels am Faulen Berge östlich Sebusein steigt der Glasgehalt

bis zu 25 Volumprozent, im Gestein des Rückens bei Sign. 260 *m* südlich Zirkowitz sogar bis 40 Volumprozent.

Die Gemengteile unserer Leuzitbasalte zeigen die gleichen Eigenschaften wie die gleichen Minerale in den übrigen basaltischen Gesteinen. Bezüglich des Leuzit, Biotit und Rhönit ist folgendes hervorzuheben. Leuzit bildet Einzelkrystalle oder Anhäufungen mehrerer Krystalle, die im allgemeinen wohl die Grundform (211) erkennen lassen, fast immer aber die durch das Wachstum im vorgeschriebenen Raume zwischen den älteren Gemengteilen bedingten Abweichungen und Unregelmäßigkeiten (Verzerrungen, Fortsätze und dergl.) aufweisen. Einschlüsse von Magnetit und Augitmikrolithen sind regelmäßig vorhanden, häufig in kugelschaliger Anordnung, bisweilen auch regellos verteilt; im Gestein bei Sign. 392 *m* nordöstlich Habrowan sowie in dem auffällig schönen, durch große Olivin- und Augitkrystalle und matte Biotite porphyrischen Gestein der losen Blöcke zwischen den Sign. 289 *m* und 283 *m* östlich der Pelikenmühle besitzt der Leuzit nur wenig Einschlüsse. In dem letzteren Gestein zerfällt auch der Leuzit in mehrere schwach doppelbrechende Feldchen, während er in allen übrigen Gesteinen das Licht einfach bricht.

Leuzit ist jüngerer Entstehung als Olivin, Magnetit und Augit, jedoch älter als die bisweilen vorhandenen Plagioklase und Nephelinkrystalle. Einschlüsse von Apatitnädelchen, die im Plagioklas und Nephelin fast stets vorhanden sind, fehlen dem Leuzit.

Biotit ist in unseren Leuzitbasalten recht verbreitet, seine Menge kann 2 Volumprozente erreichen. Er tritt in dreierlei Form auf: 1. Als ältere, porphyrische Ausscheidlinge. Diese bilden flache, sechsseitige Krystalle mit gerundeten Kanten und matten, glanzlosen Flächen. Vom Rande her erscheinen sie bei der mikroskopischen Untersuchung umgewandelt in Anhäufungen schlanker, tiefbrauner Rhönitkrystalle, die auch entlang der Spaltrisse ins Innere der Krystalle vordringen. 2. Im Gestein vom Gitelsberge (392 *m* S. H.) ist der Glimmer stärker magmatisch beeinflußt und bis auf einzelne, übrig gebliebene Lappen umgewandelt in Aggregate von Rhönit, Augit, Olivin (?) und von jüngeren Biotitblättchen. 3. Recht häufig bildet Biotit jüngere, xenomorphe Blättchen zwischen den Grundmassengemengteilen. Diese Blättchen sind erst nach der Leuzitbildung entstanden und umschließen alle älteren Minerale, Magnetit, Augit und Leuzit. Bisweilen durchragen sie kleine Blasenräume und setzen

sich beiderseits des Blasenraums als einheitliche Krystalle im Gesteinsgewebe fort. Der übrige Teil der Blasenräume wird in der Regel von Zeolithen erfüllt. (Siehe Fig. 3 auf Tafel II.)

Rhönit ist gleichfalls recht verbreitet in unseren Leuzitbasalten. Gleichmäßig verteilt tritt er im Gestein des Großen Debus auf; er bildet breite, bis 0·1 *mm* große, prismatische Krystalle, die 4—5 Volumprozente des Gesteins ausmachen und sich erst nach dem Augit gebildet haben. Auch im Gestein am Nordende des erweiterten Bahnhofes von Praskowitz findet er sich mit den gleichen Formen durch das ganze Gestein verteilt. Ferner tritt er allenthalben am Rande der porphyrisch ausgeschiedenen Biotitkrystalle auf, und zwar in Form von langen, schmalen Säulchen. Im Gestein des Kegels von Sign. 327 *m* am Faulen Berge nordöstlich von Sebusein umsäumt Rhönit nicht allein die Ränder der älteren Biotite, sondern verteilt sich auch gleichmäßig im Gestein.

Fig. 6.

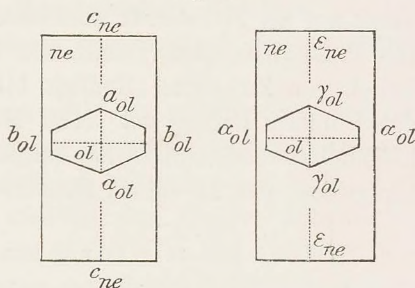


Fig. 6. Olivin *(ol)* umschlossen von Nephelin *(ne)*. *c*-Achse des Nephelin $(c_{ne}) = \varepsilon_{ne}$ // der *a*-Achse des Olivin $(a_{ol}) = \gamma_{ol}$. b-Achse des Olivin $(b_{ol}) = \alpha_{ol}$ // ω_{ne}.

Akzessorisch in manchen Leuzitbasalten auftretender Nephelin ist erst nach dem Leuzit gebildet worden. Er ragt bisweilen mit gut entwickelten Krystallflächen in die kleinen Blasenräume des Gesteins hinein. — Im Gestein bei 280 *m* S. H. am Nordostabhange des Scheinberges umschließen Nephelinprismen je einen größeren Krystall von Augit oder von Olivin. Im letzteren Falle sind die beiden Minerale in der Regel so verwachsen, daß die a-Achse des Olivins || zur c-Achse des Nephelins, die c- und b-Achsen des Olivins $\perp$ zur c-Achse des Nephelins gerichtet sind und γ im Olivin || ε des Nephelins, α und β des Olivins || ω im Nephelin. (Siehe Fig. 6.)

Im Leuzitbasalt nordöstlich vom Iizerberge findet sich ein Sodalithmineral (Nosean) unter den am Ende der Effusionsperiode gebildeten Mineralen, es liegt nicht in der Grundmasse, sondern ragt mit guten Krystallflächen in kleine Blasenräume zwischen Zeolithaggregate hinein. Die Noseankrystalle sind blaßviolett gefärbt und durch zahlreiche Einschlüsse winziger Körnchen trübe, isotrop, mit

niedriger Lichtbrechung. Bisweilen erscheinen auch Einschlüsse von dunklen Fasern, die sich rechtwinkelig kreuzen.

Strukturen. Wie schon erwähnt, ist die Mehrzahl der Leuzitbasalte porphyrisch entwickelt, nur wenige erscheinen durchwegs dicht. Die dichten Gesteine sowie die Grundmassen der porphyrischen bestehen zumeist aus einem holokrystallinen Filz ihrer Gemengteile. Hypokrystallin erscheinen die glasreichen Leuzitbasalte.

Formen. Die Mehrzahl der Leuzitbasalte bildet Decken oder größere kuppenartige Körper. So besteht der Große Debus, sowie Gitelsberg, die Höhe des Schwarzen Busch und der Kegel bei Sign. 327 *m* östlich Sebusein aus Leuzitbasalt. Gangförmig tritt Leuzitbasalt auf bei 290 *m* S. H. nordöstlich vom Scheinberge am Fahrwege von Praskowitz nach Dubitz und bei 260 *m* S. H. im Basalttuff südöstlich von Zirkowitz. Endlich bildet Leuzitbasalt am rechten Ufer des Dubitzer Baches vor seiner Mündung in die Elbe westlich der Eisenbahnstrecke einen ONO streichenden, bis 200 *m* S. H. reichenden Gangstock, der an seinen Rändern als Eruptivbreccie entwickelt ist.

Glasbasalte [Bm].

Viele der beschriebenen basaltischen Gesteinskörper besitzen eine braun oder bräunlichgrau, auch rot gefärbte, schlackig-poröse Randfazies, in der sich die farblosen Gemengteile (Plagioklas, Leuzit, Nephelin) wegen der raschen Abkühlung und Erstarrung nicht ausbilden konnten. In manchen Fällen unterblieb auch eine reichliche Ausscheidung des Augits. An die Stelle dieser Minerale tritt dann eine größere Menge von braunem, seltener weißem Glas. Solche schlackig-porösen Basalte finden sich in großer Menge über das ganze Gebiet der Karte verbreitet. Ihre Zugehörigkeit als Randfazies zu Gesteinskörpern einer bestimmten Basaltfamilie ist in manchen Fällen festzustellen gewesen. Wo ein solcher Zusammenhang nicht zu ermitteln war, ist der betreffende schlackig-poröse Gesteinskörper notgedrungen als Glasbasalt auf der Karte ausgeschieden worden.

Bisweilen ist es aber auch in ganz kompakt (nicht blasig) erstarrten Basaltkörpern infolge rascher Erstarrung nicht zur Ausbildung von Feldspat oder Feldspatvertretern, sondern nur von Glas an deren Stelle gekommen. Auch diese schwarz gefärbten, gewöhnlich stark fettig glänzenden Basalte sind, außer den schlackig-porösen, unter die Glasbasalte aufgenommen worden. Manche Schlot- und

Gangspalten-Ausfüllungen gehören hierher, auch das Gestein von Sign. 373 *m* nordwestlich des Deblik („Kleiner Deblik").

Die mineralische Zusammensetzung der Glasbasalte ist einfach: Olivin wenig, häufig zersetzt; Magnetit bis 5 Volumprozent; basaltischer Augit 60—75 Volumprozent; Glas 15—30, selten 35 Volumprozent. Auch Rhönit, aus umgewandelter Hornblende hervorgegangen, tritt in manchen Fällen, z. B. im Gestein des Kl. Deblik auf. — Die zahlreichen Blasenräume der schlackig-porös entwickelten Glasbasalte zeigen eine Auskleidung von Hyalith oder Chalzedon, auf welcher dann Zeolith-Gesellschaften, Analzim und Phillipsit oder Chabasit und Natrolith, sitzen. — Alle Gemengteile haben die gleiche Ausbildung erfahren wie in den beschriebenen Basalten. — Der Brechungsexponent des braunen Glases im Glasbasalt des Kl. Deblik hat einen Wert von nahezu 1·53.

Die Glasbasalte sind demnach nicht als selbständige Gesteine, sondern nur als Ausbildungsformen von anderen Basalten (Feldspat-, Nephelin-, Leuzitbasalten) und Basaniten anzusehen.

Formen und Absonderung wie bei den übrigen basaltischen Gesteinen. — Südöstlich Morwan bei 300 *m* S. H. am Fußwege nach Salesel und nördlich des Gasthauses im Dorfe Padloschin besitzen Glasbasalte so zahlreiche, kleine Blasenräume, daß sie als Basalt-Bimstein angesprochen werden können.

Melilith-Nephelinbasalt [Bme].

Vom Rabenstein am Westrande des Kartenblattes Leitmeritz (451 *m* S. H.) tritt eine Gangspalte mit südwestlicher Richtung in unser Kartengebiet ein, die der gleichen Streichrichtung folgt wie die große Verwerfung IV, die auf Seite 6 im Kärtchen Fig. 1 dargestellt ist. Die Spalte besitzt eine Mächtigkeit von 50—80 *m* und reicht von 400 *m* S. H. am Ostrande des Blattes herab bis 240 *m* S. H. am Tlutzenerbache bei der Buschmühle südöstlich von Sebusein. An ihrem Westende ändert sie ihre Richtung nach WNW. (Siehe Fig. 7.) Sie ist erfüllt von basaltischen Tuffen, Eruptivbreccien und fünf kurzen, nur 8—10 *m* mächtigen Gängen eines kompakten Basalts, der reichlich Melilith führt und dadurch von allen anderen Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges abweicht. Die kleinen, unregelmäßig säulig abgesonderten Basaltkörper der Gänge überragen als Härtlinge in Form schroffer Felsen die teilweise abgetragenen Tuffmassen der

Gangspalte, über allen thront der gewaltige Basaltfels des Rabensteins (Blatt Leitmeritz). Während der Rabenstein aus Nephelinbasalt besteht, ist das Gestein der genannten kurzen Gänge ein Melilith-Nephelinbasalt.

Seit längerer Zeit ist Melilith als Gemengteil nordböhmischer Eruptivgesteine bekannt. A. Stelzner[1]), F. Becke[2]) und K. H. Scheumann[3]) beschrieben Melilith und Melilithgesteine aus Nordböhmen. Diese Gesteine gehören wohl zur Gefolgschaft der Mittelgebirgseruptionen, treten jedoch nur in der nördlichen und östlichen Umgebung des böhmischen Mittelgebirges auf. Auch aus dem Duppauer Gebirge

Fig. 7.

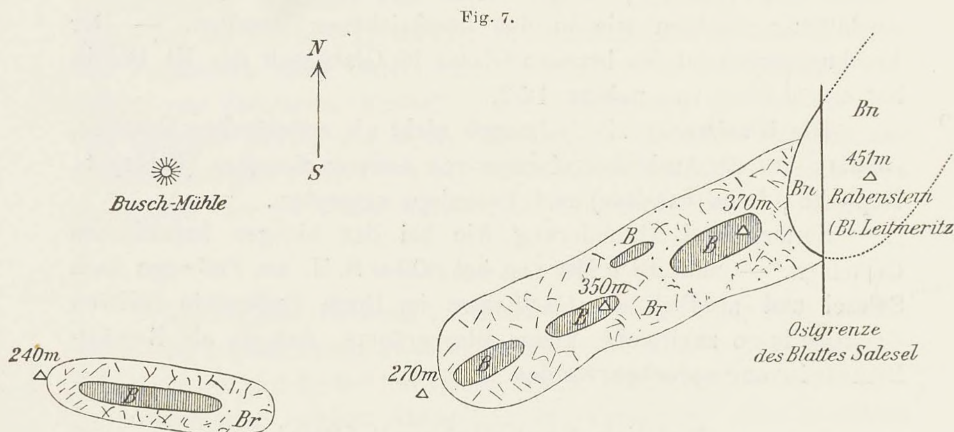


Fig. 7. Ausfüllung einer Gangspalte mit Eruptivbreccien *(Br)* und schmalen Gängen von Melilith-Nephelinbasalt *(B)*. *Bn* = Nephelitbasalt. Maßstab 1 : 5000.

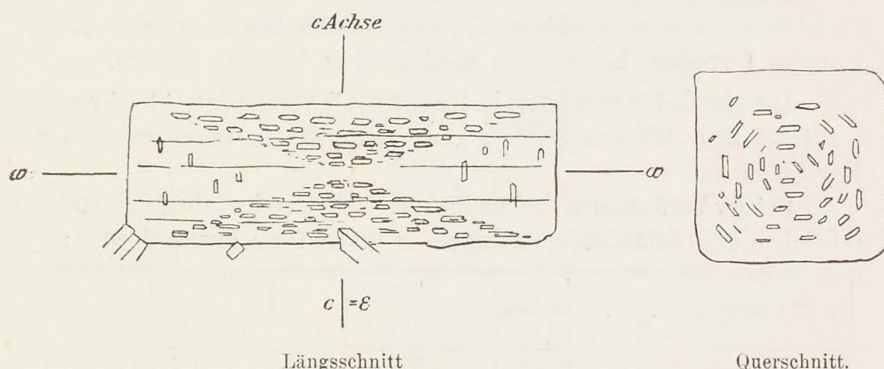
und seiner weiteren Umgebung sind größere und kleinere, Melilithführende Gesteinskörper bekannt geworden.

Aus dem Innern des böhmischen Mittelgebirges ist unser Melilith-Nephelinbasalt vom Fuße des Rabensteins das einzige bis jetzt bekannte Gestein, das Melilith in größerer Menge enthält. Es wurde uns bereits durch J. Soellner[4]) als „Rhönitführender Melilithbasalt vom Rabenstein bei Sebusein" bekannt gemacht.

[1]) Neues Jahrb. f. M., G. u. Pal., B. B. II, 1883, S. 369.
[2]) Tschermaks Min.-Petr. Mitt. XII, 1892, S. 444.
[3]) Petrograph. Untersuch. an Gesteinen d. Polzengebietes in Nordböhmen usw. Abhandl. d. math.-phys. Klasse d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. XXXII. Bd. 1913, S. 605 u. f.
[4]) Neues Jahrb. f. M., G. u. Pal., B. B. XXIV, 1907, S. 536—537.

Beschreibung des Gesteins und seiner Gemengteile. In schwarzer oder schwarzgrauer, dichter bis feinkörniger Grundmasse liegen einzelne kleine Ausscheidlinge von Olivin und Augit, bisweilen auch von abgerundetem, schlackigem Magnetit eingebettet. Im übrigen besteht das Gestein aus 5—10 Volumprozent Magnetit, aus 8—10 Volumprozent ganz frischem Olivin, 50—60% Augit, 1—2% einschlußreichem Hauyn, 10—12% frischem Melilith, 15 bis 20% Nephelin in Form von kleinen Krystallen und Körneraggregaten. Die Zwickel zwischen diesen Gemengteilen erfüllt wenig braunes Glas. Vereinzelt und nicht in allen Schliffen wurde Rhönit

Fig. 8.



Längsschnitt Querschnitt.
Fig. 8. Melilith. Anwachskegel der Basis dicht erfüllt von kleinen Augitprismen; Prismenanwachskegel fast einschlußfrei.

bemerkt. Perowskit fehlt dem Gestein; dagegen ist etwas Apatit überall vorhanden.

Augit ist der häufigste Gemengteil. Er wird graugelb bis graubräunlich durchsichtig, zeigt Sanduhrbau und zonare Struktur; der Kern ist Ägirinaugit, $c:\gamma = 63^{0}$, der äußerste Saum basaltischer Augit, $c:\gamma = 47^{0}$.

Melilith zieht unter allen Bestandteilen die größte Aufmerksamkeit auf sich. Er bildet kurze, breite, säulenförmige Krystalle, an beiden Enden der Hauptachse begrenzt von der Basisfläche 001, so daß er im Dünnschliff lange rechteckige und annähernd quadratische Durchschnitte zeigt. Die Krystalle erreichen eine Höhe von 0·1—0·15 *mm* und einen Querdurchmesser bis zu 0·35 *mm*. Parallel der Basisfläche verlaufen feine Spaltrisse.

Zwischen den Anwachskegeln der Basis und des Prismas zeigen sich große Verschiedenheiten. Die Anwachskegel der Basis

sind in der Regel dicht erfüllt von zahlreichen, parallel zur Grundfläche gerichteten Einschlüssen kleiner Augitprismen, in den prismatischen Anwachskegeln treten solche Einschlüsse nur in sehr geringer Menge auf, vorhandene Einschlüsse ordnen sich || der c-Achse. Oft drängen die zahlreichen Einschlüsse die Melilithsubstanz in den basalen Anwachskegeln fast ganz zurück, so daß im Innern des Krystalls nur ein schmaler Verbindungssteg von einschlußfreiem Melilith übrig bleibt, der die seitlichen Prismen-Anwachskegel verbindet. (Siehe Fig. 8.)

Lichtbrechung hoch, Doppelbrechung gering, durchaus negativ. Auffallende dunkelblaue Interferenzfarben; $\mathfrak{c} = \varepsilon$, $\mathfrak{a} = \omega$. Der kurze Durchmesser der rechteckigen Krystalldurchschnitte entspricht $\mathfrak{c} = \varepsilon$. Isotrope Lamellen konnten im Melilith nicht bemerkt werden.

Die durch Umwandlung in Deeckeït[1]) verursachte Pflockstruktur fehlt dem frischen Melilith ganz und tritt nur in angewitterten Krystallen auf.

Bei der Verfestigung des Melilith-Nephelinbasalts haben sich wahrscheinlich die Bestandteile in folgender Reihenfolge ausgeschieden:

1. Magnetit		——→						
2. Olivin		——	→					
3. Augit	Aegyrin Basalt. Augit		——	——	——	——→		
4. Hauyn			——→					
5. Melilith				——	——→			
6. Rhönit					——	——→		
7. Nephelin					——	——	——→	
8. Glas								——→

[1]) J. Soellner, Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt. VII, 1913, S. 437.

Die Eruptivbreccien, die neben dem kompakten Basalt noch in der Gangspalte auftreten, bestehen aus braunen und schwarzen, zumeist abgerundeten, dicht oder blasig-porös entwickelten, 2—5 *mm* bis 3—4 *cm* großen Bröckchen von Glasbasalt, die durch ein hell gefärbtes, vorzugsweise aus Karbonaten bestehendes Bindemittel verkittet sind. Auch Zeolithe treten hie und da auf. An manchen Stellen gewinnen die Breccien ein Aussehen wie die Tuffe, die außer den Basaltgängen und Eruptivbreccien die Gangspalte erfüllen.

Nachstehend folgt die chemische Zusammensetzung unseres Melilith-Nephelinbasalts vom Gange südlich der Buschmühle bei 250 *m* S. H., Sebusein SO. Das Gestein ist sehr frisch. Analyse ausgeführt von F. Hanusch.

		Mol.-Quot. × 100
SiO_2	35·69	59·48
TiO_2	2·70	3·37
P_2O_5	1·52	1·07
SO_3	—	—
Cl	—	—
Al_2O_3	13·27	13·01
Fe_2O_3	4·03	2·52 (× 2 = 5·04)
FeO	9·70	13·47
MnO	0·60	0·85
CaO	15·63	27·91
MgO	10·77	26·92
K_2O	1·31	1·39
Na_2O	4·18	6·74
H_2O chem. . .	0·02	—
Feuchtigkeit . .	0·68	—
	100·10	156·73 (159·25)

Zahlen für die Projektion nach F. Becke (s. Fig. 10):
$SiO_2 + TiO_2 = 39·46$ Mol.%

Ao = 16·26	2·92 = ao
Co = 4·88	0·87 = co
Fo = 34·65	6·21 = fo
55·79	10·00

An = 4·88	2·31 = an
Ab = 13·48	6·38 = ab
Or = 2·78	1·31 = or
21·14	10·10

Fe = 19·36	2·79 = fe
Mg = 26·92	3·89 = mg
Ca = 23·03	3·32 = ca
69·31	10·10

In nachstehender Analysen-Tabelle ist die chemische Zusammensetzung folgender fünf Melilithgesteine zum Vergleich zusammengestellt:

	I Melilith-Neph.-Bas.	II Melilith-Neph.-Bas.	III Polzenit	IV Bergalith	V Alnöit
SiO_2	35·69	38·57	35·65	33·03	29·25
TiO_2	2·70	1·30	1·74	1·35	2·54
P_2O_5	1·52	0·47	0·86	0·58	2·86
SO_3	—	—	0·23	0·99	—
Cl	—	—	0·03	0·88	—
Al_2O_3	13·27	15·69	13·24	13·02	8·80
Fe_2O_3	4·03	8·60	6·68	4·73	3·92
FeO	9·70	9·09	7·64	5·60	5·42
MnO	0·60	0·24	0·29	0·40	—
MgO	10·77	8·62	14·38	3·97	17·66
CaO	15·63	9·29	13·17	12·72	17·86
Na_2O	4·18	5·10	3·64	5·79	0·77
K_2O	1·31	1·81	1·77	3·04	2·45
H_2O — 110°.	0·68 }	0·93	1·02	1·45 }	2·61
H_2O + 110°	0·02 }			4·55 }	
CO_2	—	0·12	0·47	8·42	6·00
Summe . .	100·10	99·83	100·81	100·52	100·14
Spez. Gew.	3·126, 3·120 } 3·123	—	—	—	—

I. Melilith-Nephelinbasalt vom Gang südlich der Buschmühle bei 250 *m* S. H., Sebusein SO, böhm. Mittelgebirge. Gestein sehr frisch. Analytiker F. Hanusch.

II. Melilith-Nephelinbasalt der Kleinen Teufelsmauer, Nordböhmen (Budikov, gegen Jirickov). K. H. Scheumann, l. c. Seite 759.

III. Polzenit, Typus Modlibov II von der Kleinen Teufelsmauer, Nordböhmen. K. H. Scheumann, l. c. S. 759.

IV. Bergalith von Gang I am Heßleterbuck bei Oberbergen (Kaiserstuhl). J. Soellner, Mitteil. d. Großh. Bad. Geolog. Landesanstalt, VII, 1913, S. 453.

V. Alnöit, Norwik, Alnö. N. Sahlbom, Neues Jahrb. f. M., G. u. P., 1897, II, S. 100.

In diesen Gesteinen treten folgende Minerale in den bezeichneten Mengenverhältnissen auf. Die Abhängigkeit der Mineralgesellschaft vom chemischen Bestande des Gesteins tritt klar hervor.

	Melilith-Nephelinbasalt v. d. Buschmühle bei Sebusein	Polzenit	Bergalith	Alnöit
Magnetit . . .	5—10 %	vorhanden	3 %	vorhanden
Olivin	8—10 %	sehr viel	—	vorhanden
Augit	50—60 %	—	Resorptionsreste nur lokal erhalten	vorhanden
Hauyn	1—2 %	viel	20 %	—
Melilith . . .	10—12 %	s. viel	30—40 %	s. viel
Nephelin . .	15—20 %	vorhanden	10 %	—
Rhönit	wenig	—	—	—
Perowskit . .	—	viel	3 %	viel
Chromit . . .	—	vorhanden	—	vorhanden
Biotit	—	vorhanden	10—15 %	s. viel
Granat . . .	—	—	—	vorhanden
Apatit	vorhanden	vorhanden	1 %	vorhanden
Glas	vorhanden	?	vorhanden	—

Leuzitbasanit [Bfl].

Auffallende, schöne Gesteine, die sich durch größere porphyrische Ausscheidlinge von Olivin, Augit, Biotit, bisweilen auch von Horn-

blende oder von Magnetit, eingebettet in schwarzer, dichter Grundmasse, auszeichnen. Sie zeigen große Verwandtschaft mit den Leuzitbasalten einerseits und den Feldspatbasalten andrerseits; sie gehen in diese Gesteine über, so daß eine scharfe Abgrenzung nicht immer möglich ist. Als Grundsatz wurde festgehalten, alle jene basaltischen Gesteine als Leuzitbasanite zu bezeichnen, die in ihrem Bestande etwa gleiche Mengen von Leuzit und Plagioklas neben Olivin, basaltischem Augit und Magnetit aufweisen.

Die Leuzitbasanite bilden besonders im südwestlichen Gebietsteile mehrere große, über einander lagernde Decken, so bei Schima und Zahorsch, am Kletschenberge, am Scheinberge u. a. a. O. Sie schließen die bekannten „Rubellane von Schima“ ein. Im ganzen bestehen rund 25 Gesteinskörper des Kartengebietes aus Leuzitbasanit.

Als porphyrische Ausscheidlinge treten die Minerale Olivin, Augit, Biotit, Hornblende und Magnetit auf und als Gemengteile der schwarzen, dichten Gesteinsgrundmasse: Magnetit, Olivin, titanreicher basaltischer Augit, Plagioklas in Form von Leisten und größeren poikilitischen Tafeln, Leuzit, jüngerer Biotit und jüngere basaltische Hornblende, Rhönit, wenig Nephelin mit Apatitnädelchen und bisweilen in geringer Menge braunes oder farbloses Glas. In kleinen Hohlräumen finden sich Zeolithe, schöner Thomsonit im Kegel bei 365 *m* S. H. nördlich Morwan („Radischken“), sonst Analzim und Phillipsit. Die Mengenverhältnisse der wichtigsten Gemengteile lassen sich annähernd durch folgende Zahlen ausdrücken, die Volumprozenten entsprechen: Magnetit 5—12, Augit 60—75, Olivin 1—2, Leuzit 8—10, im Gestein bei 420 *m* S. H. nordöstlich Zahorsch bis 20, Plagioklas 10 und Biotit 2—5%.

Die größeren Augitkrystalle, die sich aus dem Gestein bei Sign. 346 *m* östlich des Friedhofes von Schima bei der Verwitterung frei herauslösen, zeigen die Flächen (110), (100), $(11\bar{1})$ und (010) mit starker Entwicklung von (100). In der Richtung der a-Achse erreichen sie Größen bis 8 *mm*, der c-Achse bis 16 *mm*. Zwillinge nach (100) nicht selten, mit relativer Verkürzung der a-Achse und Verlängerung der c-Achse. Zonarer Aufbau mit blaßviolettem, bisweilen auch grünem Kern und dunkelvioletter Rinde. Häufig tritt in der Ausbildung der Zonen Rekurrenz ein, blaß- und dunkelviolette Zonen wechseln mit einander ab. Der Unterschied zwischen Kern und äußerster Rinde

zeigt sich im Verhältnis von $c:\gamma$; im innersten Kern und in blaßvioletten Zonen zwischen Kern und äußerster Schale ist $c:\gamma = 46^0$, während die äußerste Schale und dunkelviolette Zonen zwischen Kern und Schale den Wert $c:\gamma = 44^0$ besitzen. Der äußere dunkelviolette Saum schließt zahlreiche Magnetite, bisweilen auch kleine Leuzitkrystalle ein. (Siehe Fig. 9.) Die eingeschlossenen Leuzitkrystalle bezeugen das Andauern der Augitbildung bis in sehr späte Phasen der Gesteinsverfestigung, bis nach der Entstehung des Leuzit. Wie die äußeren Ränder der Ausscheidlinge bestehen auch die kleinen Krystalle der Grundmasse aus Titanaugit.

Leuzit tritt zumeist in den bekannten Formen von (112) mit Einschlüssen von Magnetit- und Augit-Mikrolithen auf, die sich kugelschalig verteilen. Nicht selten bemerkt man diese Mikrolithen in mehreren, sich einschließenden Kugelschalen angeordnet. Das unterbrochene und sich erneuernde Wachstum wird bisweilen nicht allein durch die beschriebene Auflagerung von Einschlüssen an dem jeweilig gebildeten Leuzitkrystall angezeigt, sondern in manchen Fällen auch durch scharfe krystallographische Abgrenzung des älteren Leuzitkrystalls gegen die jüngere aufgelagerte Leuzitsubstanz. Im Gestein des „Schanzels" bei 320 *m* S. H. zwischen Schima und Habrowan vereinigen sich mehrere Leuzitkrystalle mit ihren zentrisch angeordneten Mikrolithen zu einem größeren Leuzitfelde, das bis 1 *mm* im Durchmesser erreichen kann und größere Grundmassenbestandteile (Magnetit, Augit, Biotit, Olivin) poikilitisch einschließt. Diese Leuzitfelder treten auf der angewitterten Bruchfläche des Gesteins als vereinzelte, unregelmäßig begrenzte weiße Flecke schon fürs bloße Auge deutlich hervor. Das Gestein vom Schanzel wird dadurch zum „Sonnenbrenner".

Fig. 9.

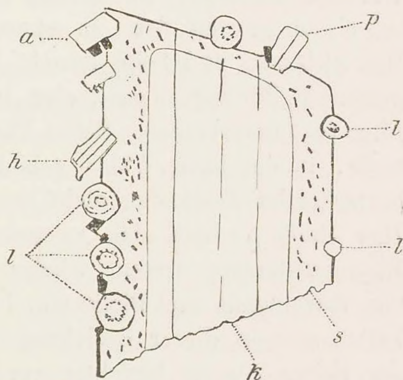


Fig. 9. Augitkrystall, Leuzit einschließend. K = Kern des Augitkrystalls, gelblichbraun, einschlußfrei; S = Augitrand, violett, reich an Einschlüssen: l = Leuzit, a = Augit, h = Hornblende, p = Plagioklas.

Plagioklas tritt teils in Form von Leisten, teils in Form von größeren, poikilitisch mit allen älteren Grundmassenbestandteilen gespickten Tafeln auf. Endlich ragen in kleine Hohlräume vom Rande her noch kurze, dicke Plagioklaskrystalle hinein, die keine Einschlüsse der genannten Minerale enthalten. Die Plagioklasleisten sind älter als Leuzit. Ihr Anorthitgehalt ist etwas höher als 50%. Die größeren poikilitischen Plagioklastafeln sind jünger als Leuzit; ihr Anorthitgehalt beträgt 50% und weniger, in einigen Fällen sinkt er auf etwa 30% herab. Bei diesem Gehalt an Anorthit wurde ein mittlerer Brechungsexponent von $n \geqq 1{\cdot}53$ beobachtet. (Gestein des Scheinberges Sign. 394 *m* und im Gestein bei 540 *m* auf der Nordseite des Kletschenberges.)

Die Ausscheidung von Augit und Plagioklas unterlag wohl während der Gesteinserstarrung mannigfachem Wechsel, vollzog sich jedoch im ganzen doch in einer einzigen Bildungsphase. Bei der Hornblende und beim Biotit hingegen kann man zwei deutlich getrennte Bildungsphasen, eine intratellurische ältere und eine viel jüngere unterscheiden. Beide Phasen sind getrennt durch eine Periode, in der beide früher gebildete Minerale unter den im Magma herrschenden Zuständen nicht bestandfähig waren, sondern zerfielen. Ihre Stoffe ordnen sich zu neuen Mineralen. Erst am Ende der Magmaerstarrung traten wieder die Bedingungen zur Neubildung von Hornblende und Biotit ein. Die leuzitbasanitischen Magmen verhalten sich in dieser Beziehung wie die der Basalte, worüber auf den Seiten 29—32 berichtet worden ist.

Die älteren Hornblendekrystalle erscheinen als größere porphyrische Ausscheidlinge, die wohl die Krystallform der Hornblenden (Grundprisma, Längsfläche, Pyramide und Basis) erkennen lassen. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich jedoch, daß nur vereinzelte, unregelmäßig begrenzte Reste brauner Hornblendesubstanz erhalten sind, der größte Teil des Krystallraumes aber erfüllt ist mit einem Gemenge von zahlreichen kleinen Rhönitprismen, einzelnen Plagioklasbalken, Olivinkörnchen und Glastropfen, alles eingelagert zwischen den schmalen Latten eines großen Krystallskeletts von basaltischem Augit. Die Hornblende zerfiel in x Rhönit + y Olivin + z Augit + m Plagioklas + n Glas.

Jüngere Hornblenden bilden meist unregelmäßig, selten idiomorph begrenzte Krystalle von brauner Farbe. Sie sind stark

pleochroitisch; $c : \gamma = 15^{0}$. — Sie schließen alle älteren Gemengteile, namentlich die kleinen Augite und Magnetite, selbst die Leuzitkrystalle der Grundmasse poikilitisch ein.

In gleicher Weise verhält sich der Biotit (Meroxen). Auch er tritt in Form von größeren älteren Ausscheidlingen auf, die im Leuzitbasanit östlich des Friedhofes von Schima bis 25 *mm* Durchmesser erreichen und von den Flächen (001), (010) und ($1\bar{1}1$) begrenzt werden. Sie zeigen sehr starken Pleochroismus und sehr kleinen Winkel der optischen Achsen. Diese großen Krystalle schließen bisweilen Augit und Olivin ein und bildeten sich wohl schon in der intratellurischen Periode nach den älteren Olivinen und Augiten. Im Laufe der weiteren Gesteinsverfestigung erfuhren sie eine kräftige magmatische Beeinflussung, die indeß nicht wie bei der Hornblende zum fast gänzlichen Zerfall führte, sondern in der Regel nur vom Rande her den Krystall mehr weniger stark erfaßte. Die Biotitkrystalle zeigen deshalb einen schmalen matten Rand, während das Innere des Krystalls noch den ursprünglichen Glanz besitzt. Der matte Rand besteht entweder nur aus einer dicht gedrängten Anhäufung von neu gebildeten, dunkelbraunen Rhönitkrystallen oder er zerfällt in zwei Zonen, von denen die innere sich nur aus dicht gedrängten Rhönitkryställchen, die äußere hingegen aus einem Gemenge von wenig Rhönit und viel Augitskeletten, Magnetitkörnern, Glas und umgewandeltem Olivin (Iddingsit oder Serpentin und Karbonate) zusammensetzt. Die Rhönitkrystalle bildeten sich auf Kosten der verschwundenen Glimmersubstanz, sie liegen nicht in den Räumen zwischen den auseinandergewichenen Spaltblättchen des Glimmers, sondern im Glimmerraume selbst. Bisweilen stellen sich die Rhönitkrystalle mit ihrer Längsrichtung nahezu senkrecht zu den Spaltrissen des Glimmers. Auch drang die magmatische Umwandlung von Glimmer in Rhönit entlang der Spaltrisse weit ins Innere des Glimmerkrystalls vor. Hierbei ordnen sich die Rhönitkrystalle bisweilen nach drei, annähernd unter Winkeln von 60° sich schneidenden Richtungen. Diese Tatsache wurde schon von J. Soellner in einem Hornblendebasalt aus der Gegend von Fulda beobachtet.[1])

Im Leuzitbasanit des Stranaberges westlich Sign. 451 *m* nordwestlich von Zahorsch treten in den veränderten Meroxenkrystallen

---

[1]) Neues Jahrb. f. M., G. u. Pal., B. B. 24, 1907, S. 523.

außer den genannten, neu gebildeten Mineralen auch zahlreiche, etwa 0·02 *mm* große, farblose bis schwach bläuliche Oktaëder und bis 0·05 *mm* große Körner von Spinell auf. In diesem Falle zerfiel der Meroxen in x Rhönit, y Olivin, z Spinell, m Augit und n Glas.

Sobald Meroxenkrystalle, die in der beschriebenen Art magmatisch beeinflußt worden sind, anwittern, so färben sich die früher dunkel- und grünlichbraunen Rhönite rostrot und erhalten die weiter unten angeführten Eigenschaften. Außer den Rhönitkrystallen treten dann noch winzig kleine, schwarze, undurchsichtige, abgerundete oder längliche Körnchen auf. Diese bilden in der Regel ganze Schwärme. Es muß dahingestellt bleiben, ob diese Körnchen einem eigenen Mineral angehören oder Querschnitte von kleinen, dunkelbraunen, nicht veränderten Rhönitkrystallen darstellen. Zwischen den rostroten Rhöniten und schwarzen Körnchen kann man die nicht weiter veränderten Augitskelette erkennen. Nicht selten treten Aggregate von verzwillingten Phillipsitkryställchen und von Analzim zwischen den Glimmer-Spaltblättchen auf. Durch die Anwitterung wird der Glimmerkrystall aufgelockert und erscheint im ganzen lebhaft rot gefärbt. Man hat die zweifach veränderten (erst durch magmatische Beeinflussung, nachher durch Anwitterung) und dadurch rot gefärbten Meroxene **Rubellan** genannt. Schon G. Tschermak[1]) und später M. N. Hollrung[2]) haben den Rubellan für veränderten Meroxen erklärt. Zu dieser alten Erkenntnis vermögen wir heute nur das Wenige beizufügen, das sich auf die Art und die Ursachen der Veränderung bezieht.

Auch beim Rubellan hebt sich der vorzugsweise aus Rhönitnädelchen bestehende Rand wie beim unveränderten Meroxen als ein matter, dunkler rot gefärbter, schmaler Saum vom übrigen Teile der Rubellanspaltfläche gut ab.

Die Rhönite bilden in den rotbraun gefärbten Rubellanen kleine, 0·01—0·05 *mm* lange Prismen, die nicht mehr schwarzbraun, sondern lebhaft rostrot gefärbt sind; Doppelbrechung schwach; pleochroitisch, aber nicht mehr braun und bräunlichgrün, sondern rotbraun und braungelb. In geeigneten Schnitten erkennt man die zwei, unter

---

[1]) Zeitschrift f. Krystall. u. Min., III, 1879, S. 165.

[2]) Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., V, 1883, S. 304—330.

Winkeln von 114° sich schneidenden Systeme von prismatischen Spaltrissen und in Schnitten senkrecht zur c-Achse Auslöschung von 7—11° gegen (010). — Man wird die Farbenänderung des Rubellans vom ursprünglichen Schwarz in Rot vorzugsweise auf die in Rostrot umgeschlagene Färbung der eingeschlossenen Rhönitkrystalle zurückführen können.

Rubellan findet sich in Form von großen Krystallen (bis 3 *cm* Durchmesser und 1 *cm* Dicke) namentlich in der großen Decke von Leuzitbasanit, die über 340 *m* S. H. südlich und östlich vom Dorfe Schima dem Basalte auflagert, am häufigsten im Hohlwege südlich des Dorfes zwischen 340 und 360 *m* S. H. und am Fahrwege östlich des Friedhofes von Schima.

Jüngerer Meroxen besitzt in unseren Leuzitbasaniten eine allgemeine Verbreitung. Er bildet kleine, xenomorph begrenzte Blättchen von 0·01—2 *mm* Größe und schließt alle übrigen Bestandteile der Gesteinsgrundmasse poikilitisch ein. Außer in der Form und Frische unterscheidet sich der jüngere Meroxen vom älteren in keiner Weise, die optischen Eigenschaften sind bei beiden die gleichen. Rhönitkrystalle schließt er nicht ein, wenn er nicht gelegentlich einen früher gebildeten Rhönit in seinem Bildungsraume vorfand und ihn dann umschloß. Die jüngeren Meroxene haben sich nicht selten neben oder in den Räumen der älteren Meroxene gebildet. In diesen Fällen sind die jüngeren mit dem älteren Glimmer bisweilen homoax verwachsen. In einem Falle (Gestein des kleinen Schlotes bei 300 *m* S. H. südlich an der Straße von Radzein nach Schima) ist der ältere Meroxen durch Neubildung jüngeren Glimmers in gleicher Orientierung fortgewachsen, der ältere Meroxen mit Rhönitkrystallen ist rings umgeben von einer breiten Zone jüngeren Meroxens, die Plagioklasleisten, Leuzitkryställchen und Augitkörnchen einschließt. (Siehe Tafel III, Fig. 4 und 5.)

Rhönit tritt in unseren Leuzitbasaniten recht häufig auf, und zwar angehäuft in den Krystallräumen älterer Hornblenden und Meroxene, ferner gleichmäßig verteilt im ganzen Gestein (z. B. bei Sign. 346 *m* östlich vom Friedhofe bei Schima). Überall zeigt er die gleichen Eigenschaften wie in den Basalten, die schon auf Seite 39 beschrieben wurden.

Im Rubellan von Schima eingeschlossener Rhönit ist nicht mehr dunkelbraun, sondern lebhaft braunrot gefärbt; er zeigt aber

noch die zwei unter Winkeln von 114° sich schneidenden Systeme von prismatischen Spaltrissen und in Schnitten senkrecht zur c-Achse Auslöschung von 7—11° gegen 010 (s. Seite 65).

Art und Reihenfolge der Mineralbildung bei der Erstarrung der Leuzitbasanite lassen sich folgendermaßen übersichtlich darstellen.

	Magnetit	Olivin	Hornblende	Augit: Aegirin Aug.	Augit: bas. Aug.	Meroxen	Plagioklas An Ab	Rhönit	Leuzit	Nephelin	Apatit	Zeolithe
Intratellurische Periode												
Oberflächenerstarrung												
Hydrothermale Per.												

z = Zerfall, r = rückgreifende Bildung mit Unterbrechung,
u = unterbrochene Bildung.

Nephelinbasanit [Bfn].

Als Nephelinbasanite wurden nur drei Gesteinskörper des Gebietes ausgeschieden: in der Salschkenflur bei 470 *m* S. H. südlich Padloschin, Blöcke bei 220 *m* S. H. südlich Praskowitz und die kugelig abgesonderte Decke bei 220—240 *m* S. H. am Wilhelm Klepschwege von Salesel zum Dubitzer Kirchel. Auch zerstreute Blöcke westlich Praskowitz bei 305 *m* S. H. bestehen aus Nephelinbasanit.

Alle Nephelinbasanite sind porphyrisch entwickelte Gesteine von basaltischem Aussehen. In schwarzer, dichter Grundmasse liegen Olivin- und Augitkrystalle ausgeschieden. Die Grundmasse setzt sich zu drei Viertel aus den farbigen Mineralen Magnetit, Olivin, Augit, Biotit und Hornblende und zu etwa ein Viertel aus Plagioklas

und Nephelin zusammen. Im Gestein bei 220 *m* S. H. südlich Praskowitz tritt auch Rhönit auf, durch das ganze Gestein gleichmäßig verteilt, während der im Gestein der Salschkenflur auftretende Rhönit bloß auf die Krystallräume zerstörter Hornblendekrystalle beschränkt ist.

Die Ausbildung der Gemengteile ist die gleiche wie in den Feldspat- und Nephelinbasalten. Betont soll werden, daß Hornblende in zwei Generationen gebildet wurde, einer älteren, die fast vollständig zerfallen ist, und einer jüngeren, die ganz frische, braune Krystalle bildet. Biotit tritt nur in Form von jüngeren, erst nach dem Nephelin ausgeschiedenen, in der Regel xenomorph begrenzten Krystallen auf.

Im Nephelinbasanit der Salschkenflur bildeten sich beim Zerfall der älteren Hornblende außer Rhönit, basaltischem Augit und Plagioklas auch noch schmale, langgestreckte, farblose bis blaßgelbliche Prismen, die vom Rande des früheren Hornblendekrystalls gegen das Innere in strahliger Anordnung gesprossen sind. In der Prismenzone zeigen die Krystalle scharfe Begrenzung, während die Enden abgerundet erscheinen. Quer zur Längsrichtung unregelmäßige Absonderungsrisse. Gerade Auslöschung, hohe Lichtbrechung, starke Doppelbrechung und die Lage von γ in der Richtung der c-Achse lassen mit den übrigen Eigenschaften schließen, daß die Prismen aus Enstatit bestehen. In diesem Falle zerfiel die basaltische Hornblende in x Rhönit + y Augit + z Plagioklas + m Enstatit.

Plagioklas bildet kleinere und größere Felder. Er konnte im Gestein der Salschkenflur als Oligoklas mit einem Anorthitgehalt von 28% bestimmt werden. — Nephelinbasanite besitzen gleiche Struktur wie die Nephelinbasalte.

Sodalithtephrit [Ts].

Fünfzehn in Form von Decken, Gängen und Schlotausfüllungen auftretende Gesteinskörper. Man kann zwei Unterfamilien unterscheiden: basaltoide und phonolithoide Sodalithtephrite.

1. Die basaltoiden Sodalithtephrite sind schwarze und bis auf wenige kleine Ausscheidlinge von Augit oder Biotit dichte Gesteine, die aus etwa 5 Volumprozent Magnetit, 40—50 Volumprozent Augit (hauptsächlich basaltischer Augit), 30 Volumprozent Plagioklas, 10—15 Volumprozent Sodalithmineralen und aus 4—5 Volumprozent unwesentlichen Gemengteilen (Hornblende mit Rhönit, Meroxen, Leuzit,

Nephelin, Apatit und farbloses Glas) bestehen. Olivin fehlt durchwegs. Alle Gemengteile, ausgenommen manche überragende Augite oder Biotite und Leuzite, besitzen geringe Größe. Sie ordnen sich in einer, für unsere Gesteine bezeichnenden Weise derart an, daß Knäuel von Magnetitkörnchen und kleinen Augitprismen, bisweilen mit Meroxenblättchen, eingebettet liegen in einem Gewirr von Leisten und Balken von Plagioklas mit kleinen, bräunlich gefärbten oder trüben, einschlußreichen Sodalithmineralen (Sodalith oder Nosean).

Die Hornblende, die im Magma beim Ausbruch an die Oberfläche in Form von 2—4 *mm* großen Krystallen vorhanden war, hat sich während der folgenden Erstarrungsperiode vollständig in die gleiche Mineralgesellschaft (Rhönit, Augit, Olivin, Plagioklas und Glas) wie bei den Alkalibasalten und Leuzitbasaniten zerspalten. Diese erfüllen in dichtem Gedränge den früheren Krystallraum.

Nicht selten gewahrt man in den Sodalithtephriten größere Augitkrystalle, die mit Erzkörnchen vollgepfropft sind. Es muß vorderhand unentschieden bleiben, ob solche Augite aus früherer Hornblende hervorgegangen sind oder ob sie das Endergebnis darstellen, das durch das knäuelförmige Zusammenballen von Erzkörnchen und Augitkryställchen bei der Ausscheidung aus dem Magma erreicht werden kann.

Außer diesen Augiten treten noch größere und zahlreiche kleine prismatische Augitkrystalle auf, die sich auf den ersten Blick von den vorgenannten unterscheiden und sofort als direkte Ausscheidlinge aus dem Magma erkennen lassen. Die größeren besitzen häufig einen seegrünen oder bräunlichgrünen, abgerundeten Kern von Ägirinaugit und einen gegen den Kern scharf abgesetzten, bräunlichgrauen Rand von basaltischem Augit. Oder der ganze Krystall ist bräunlichgrau gefärbt. Auch die kleineren, oft winzig kleinen Krystalle besitzen die gleiche bräunlichgraue Färbung. Der grüne Kern der größeren Krystalle zeigt Pleochroismus, α und γ grasgrün, β gelbgrün; $\gamma : c = 58—74^{\circ}$. Der äußere Rand von basaltischem Augit hingegen läßt $\gamma : c = 58—53^{\circ}$ erkennen. Die ganz kleinen Augitprismen der Grundmasse zeigen $\gamma : c = 43—47^{\circ}$. Alle größeren Augite besitzen zonaren und Sanduhrbau, häufig mit Rekurrenz der Zonen. Im Sodalithtephrit des Schieferberges südlich Salesel besteht der Kern der größeren Augite aus Ägirinaugit und zeigt $\gamma : c = 65^{\circ}$. Nach außen folgen Anwachsstreifen mit $\gamma : c = 59^{\circ}$, abwechselnd mit solchen Streifen, die

$\gamma : c = 65^{0}$ aufweisen, der äußerste Rand endlich besteht aus basaltischem Augit, $\gamma : c = 53^{0}$.

Plagioklas bildet etwa den dritten Teil unserer basaltischen Sodalithtephrite. Seine Formen sind zumeist Leisten, nach der a-Achse ausgezogen, seltener größere Tafeln. Letztere besitzen einen Kern aus basischem Labrador und albitreichere Hüllen, im Gestein des Fichtenberges bestehen die äußeren Hüllen aus Labradorandesin. Bei beginnender Verwitterung werden die Feldspatleisten vom Rande her gelockert, ihre früher haarscharfe, geradlinige Begrenzung wird verschwommen und wellig, die Lichtbrechung sinkt von 1·55 herab, auch die Doppelbrechung wird geringer.

Sodalithminerale machen 10—15 Volumprozente des Gesteins aus. Am häufigsten findet sich Sodalith, in den Gesteinskörpern bei 420 *m* nordöstlich Qualen, des Alten Berges westlich des Bahnhofes Radzein und des Ganges bei 490 *m* auf der Nordostseite des Kletschenberges tritt auch Nosean neben Sodalith auf. Sodalith bildet entweder trübe, schwach bräunlich gefärbte, kleine Rhombendodekaeder oder derbe, xenomorph begrenzte Füllmassen. Wegen ihrer Kleinheit, ihrer ungleichmäßigen Verteilung im Gestein und wegen der häufig vorgeschrittenen Zersetzung sind die Krystalle oft nur schwer zu erkennen. In der Regel umschließt Sodalith kleine, winzige, runde Körnchen, die sich bisweilen um den Mittelpunkt des Krystalls kugelig anordnen. Die Noseankrystalle geben im Dünnschliff quadratische und sechsseitige Querschnitte. Sie sind mit schwarzen, faserigen Mikrolithen erfüllt, die sich nach zwei, unter rechtem Winkel sich schneidenden Richtungen ordnen.

In geringer Menge und nicht in allen Sodalithtephriten des Gebietes tritt Leuzit auf, und zwar in zwei verschiedenen Formen. Die oben bereits erwähnten drei Gesteinskörper, die neben Sodalith auch Nosean führen, enthalten Leuzit in der gewöhnlichen Form als mikroskopisch kleine, etwa 0·1 *mm* messende Krystalle mit kugelschalig angeordneten Einschlüssen kleiner Körnchen von Magnetit und Augit. — Sieben Gesteinskörper (1. Schieferbergdecke und zwar Abrißstelle des Bergsturzes bei 250 *m* S. H., Deckenteil unter dem Dubitzer Kirchel bei 280 *m*, abgerutschter Deckenteil südlich des alten Weges von Salesel zum Dubitzer Kirchel bei 235—240 *m*; 2. am Bache westlich des Gr. Schänkerberges bei 345 *m*; 3. südlich der Straße westlich Suchei bei 280 *m*; 4. nordwestlich Radzein bei

270 *m*; 5. östlich Zirkowitz; 6. südöstlich des Trabitzeberges bei 380 *m* und 7. kleiner Schlot bei 330 *m* im Letten südwestlich Klein-Dubitz) enthalten jedoch Leuzit als größere, 2—5 *mm* messende runde Körper, die wenig Feldspatleisten, Magnetit- und Augitkrystalle poikilitisch einschließen.

Solange das Gestein ganz frisch ist, erkennt man die Leuzitkörper makroskopisch trotz ihrer Größe nicht, weil sie sich von der übrigen dichten Gesteinsmasse wegen der eingeschlossenen kleinen Magnetite und Augite nicht abheben. Im Dünnschliff aber fallen die Leuzitquerschnitte bei schwacher Vergrößerung und gekreuzten Nicols sofort als dunkle Flecke auf. Hat man die Flecke bei gekreuzten Nicols einmal erkannt, so findet man sie im Dünnschliff auch bei gewöhnlichem Lichte, weil sich die Leuzitfelder wegen der geringeren Menge an farbigen Mineralen, die sie einschließen, von ihrer Umgebung, die an farbigen Gemengteilen reicher ist und deshalb dunkler erscheint, als hellere Flecke unterscheiden. Am Querbruch des angewitterten Gesteins treten die Leuzitkörper schon fürs bloße Auge als 2—5 *mm* große weiße Flecke in auffallender Weise hervor. Unter dem Mikroskop erscheinen die weißen Flecke bei gewöhnlichem Lichte trübe und undurchsichtig.

Die Grundsubstanz dieser farblosen Körper ist isotrop; ihr Brechungsexponent n = 1·509, im Mittel n = 1·509.
1·510
1·508

Das Pulver wurde in kalter, verdünnter Salzsäure gelöst; im Filtrat schieden sich nach Zusatz von Platinchlorid zahlreiche gelbe Oktaëder von Kaliumplatinchlorid aus. Darnach ist die farblose isotrope Grundsubstanz dieser Körper wohl nur als Leuzit anzusehen, der in unseren Sodalithtephriten in der Form von 2—5 *mm* großen Krystallen auftritt, die in einem verhältnismäßig späten Zeitpunkte der Gesteinsverfestigung entstanden sind und bei ihrer Bildung zahlreiche feinste Apatitnädelchen und bereits ausgebildete Plagioklasleisten, Magnetit- und Augitkrystalle poikilitisch eingeschlossen haben. Die Leuzite dieser Art verhalten sich in den Sodalithtephriten wie die Plagioklastafeln in den Alkalibasalten vom Gethürmser Typus.

Bei beginnender Verwitterung färben sich die Leuzitkörner von ihrem Rande her weiß, der Kern bleibt anfänglich noch schwarz gefärbt, das Leuzitkorn erscheint als Augenfleck mit schwarzem Kern

und verschieden breitem weißem Saume. Weil der Rand aufgelockert ist, so kann der Kern aus dem Gestein herausfallen und hinterläßt eine weiß ausgekleidete Höhlung. Später wird auch das Innere des Krystalls weiß, locker und erdig. Er besteht dann aus losen, farblosen, getrübten Blättchen und Körnchen, die unveränderte Magnetit- und Augitkryställchen sowie wenig veränderte Plagioklasleisten umschließen. Die trüben Blättchen und Körnchen aus dem Gestein bei 235 *m* S. H. südlich vom alten Fußwege, der von Salesel zum Dubitzer Kirchel führt, besitzen eine Lichtbrechung von nahezu 1·54 und sehr schwache Doppelbrechung. Man wird sie wohl als Kaolin ansprechen können, der aus dem Leuzit durch Verwitterung hervorgegangen ist. Unter den Substanzen der weiß und erdig gewordenen Leuzite wurde weder Analzim, noch Kaliglimmer oder Orthoklas vorgefunden; die Verwitterung des Leuzits liefert hier offenbar Kaolin, das Kali wird weggeführt.

Die großen Leuzite und die aus ihnen hervorgehenden weißen Gebilde sind in den oben genannten Gesteinskörpern sehr ungleich verteilt. So findet man sie z. B. nicht in dem Teile des großen Sodalithtephritkörpers vom Schieferberge—Müllerstein—Dorf Dubitz, der durch den Bergsturz südlich Salesel zur Bahnlinie herabgestürzt ist, auch nicht am Müllerstein, wohl aber unter dem Dubitzer Kirchel, am Fahrwege zwischen Dubitz und Kl.-Dubitz, ebenso an der Abrißstelle des Bergsturzes bei 250 *m*.

Wie die mineralische Zusammensetzung so ist auch die Ausbildungsart in den einzelnen Teilen unserer Gesteinskörper eine verschiedene. Gewöhnlich ist das Gestein dicht und kompakt ausgebildet und schwarz oder schwarzgrau gefärbt. Südöstlich Zirkowitz bei Sign. 205 *m* und nordöstlich von Sign. 205 *m* sind die Gesteine brecciös entwickelt. Beim Dubitzer Kirchel (Seehöhe 310 *m*) und am benachbarten Elbtalgehänge, ferner westlich Klein-Dubitz ist die Gesteinsausbildung schlackig-porös, das Gleiche ist der Fall beim Gestein an der Straße von Dubitz nach Steben bei 350 *m* S. H. westlich des Fichtenberges. Und südlich des Müllersteins bei 250 *m* S. H. am Schieferberge südwestlich Salesel ist die Randfazies des sonst schwarzen Gesteins hellgrau gefärbt, schwammig-porös und mit zahlreichen kleinen Blasenräumen versehen geradezu als Tephrit-Bimsstein ausgebildet. An anderen Stellen des genannten Schieferberges treten vereinzelt größere Blasenräume auf, die 5—10 *cm*, in

vereinzelten Fällen mehr als 20 *cm* Durchmesser erreichen und mit den prächtigsten Drusen von Natrolith, Mesolith, Thomsonit, Phillipsit, Analzim, Gismondin und Calcit ausgekleidet sind. Über diese Minerale wird im Abschnitt „Mineralvorkommen“ berichtet. Hier soll nur darauf hingewiesen werden, daß wie in den Alkalibasalten (siehe S. 43) auch in den Sodalithtephriten Phillipsit mikroskopisch kleine, im Durchmesser 0·3 *mm* selten übersteigende Hohlräume in Form von verzwillingten, prismatischen Kryställchen erfüllt. Bei schwacher Vergrößerung erkennt man im gewöhnlichen Lichte in den Phillipsitaggregaten nur ein Netzwerk kleiner Feldchen, die abwechselnd farblos und bräunlich gefärbt erscheinen. Erst bei stärkerer Vergrößerung löst sich dieses Netzwerk auf in die bekannten Phillipsit-Aggregate mit ungemein zierlichem Zwillingsbau.

Absonderung. Der Sodalithtephrit des Schieferberges bei Salesel zeigt eine Absonderung in dicke Säulen, die senkrecht zu ihrer Längsrichtung in dünne Platten zerfallen, so dünnschieferig, daß der Name „Schieferberg“ darauf zurückzuführen ist. Am Müllerstein ist kugelige, an vielen anderen Gesteinskörpern einfach dickplattige Absonderung eingetreten. Die Flächen der Platten laufen bisweilen Kugelschalen mit großem Halbmesser parallel. Im „Roten Graben“ bei 280 *m* S. H. knapp südlich der Straße, die von Suchei in westlicher Richtung nach Gr.-Tschochau führt, zeigt das Gestein einen primären lagenweisen Aufbau, wodurch es in einzelne, etwa 5 *cm* mächtige Lagen zerfällt.

Als abweichend entwickelte basaltoide Sodalithtephrite sind die drei, bereits auf S. 69 genannten Gesteinskörper vom Alten Berge beim Bahnhofe Radzein, des Ganges bei 490 *m* S. H. auf der Nordostseite des Kletschenberges und von 420 *m* S. H. nordöstlich Qualen hervorzuheben. Sie führen neben Sodalith reichlich Nosean, ihr Pyroxen ist seegrün oder bräunlichgelb, in das Gesteinsgewebe tritt Leuzit ein, dessen Menge im Gestein des Alten Berges die der Sodalithminerale fleckenweise erreicht oder sogar übersteigt[1]), an anderen Stellen des Gesteins aber kleiner bleibt. Vorhandene ältere Hornblenden sind nur am Rande zerflossen, der übrig gebliebene Hornblenderest wird von den bekannten Kränzen aus Erzkörnchen

---

[1]) F. Cornu bestimmte deshalb das Gestein nach dem ihm vorliegenden Schliffe als Leuzittephrit mit Nosean. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., XXIV, 1905, S. 128.

und Augit umgeben. Diese Gesteine bilden den Übergang zur Unterfamilie der phonolithoiden Sodalithtephrite.

2. Zu den phonolithoiden Sodalithtephriten gehören nur die drei Gesteinskörper: Gang bei 470 *m* S. H. westlich vom Kletschenberge im Südwestwinkel des Blattes, dann nördlich davon ein Gang auf der Südseite des Schlüsselberges und endlich der Oberflächenerguß bei 290 *m* S. H. südwestlich des Deblikberges. Das letztgenannte Gestein ist plattig abgesondert.

Gesteine grau, porphyrisch; in dichter Grundmasse liegen kleine Ausscheidlinge von Hornblendesäulchen, Plagioklastafeln und Sodalithkrystallen, die bis 1 *mm* groß werden können. Mineralbestand (in Volumprozenten): Magnetit 1—2%, grüner Ägirinaugit (mit $c:\gamma = 59^\circ$) 12—14%, Sodalith 15%, Plagioklas 60%, Natronorthoklas an 10%, Hornblende, Titanit und Apatit etwa 1%.

Rhönit fehlt diesen Gesteinen. Die ursprünglich vorhandenen Krystalle von brauner Hornblende wurden vom Magma derart beeinflußt, daß sie vom Rande her angegriffen wurden und sich mit einem Kranze von neugebildeten Erzkörnern und Diopsidkrystallen umgeben haben. Zur Bildung von Rhönit ist es wie in den phonolithischen Magmen nicht gekommen.

Die Ausscheidlinge von Plagioklas sind tafelförmig nach M entwickelt und zonar gebaut: ein basischerer Kern (Labrador) ist von saueren Schalen umgeben. Ferner treten außer breiten Plagioklasleisten (An 55%) noch schmale Leisten von Natronorthoklas auf. Sodalith bildet größere, bis 1 *mm* messende und ganz kleine, trübe, bräunlich gefärbte Krystalle. Die größeren liegen zwischen den Gemengteilen des Gesteins, kleinere werden auch von den Feldspaten eingeschlossen.

Vorstehende Gesteinsbeschreibung bezieht sich besonders auf das gut erhaltene Gestein südwestlich des Deblik.

Die chemische Zusammensetzung des basaltoiden Sodalithtephrits vom Schieferberge bei Salesel folgt unter I. Analyse von F. Hanusch. Unter II. ist die sehr ähnliche Zusammensetzung des zeolithisierten Tephrits vom Fuchsberge südwestlich Stankowitz[1]) angeführt. Unter III. folgen die Molek.-Quotienten und

[1]) Blatt Leitmeritz der Geol. Karte des böhm. Mittelgeb. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., XXXII, 1913, S. 87 u. f.

unter IV. die Zahlen für die Projektion nach F. Becke (siehe Fig. 10), beides von Analyse I.

	I.	II.	III.
SiO_2	46·88	46·88	78·13
TiO_2	2·13	2·31	2·66
P_2O_5	0·68	0·78	—
SO_3	0·00	0·00	—
Cl	0·00	0·00	—
Al_2O_3 . . .	17·15	15·95	16·81
Fe_2O_3 . . .	5·86	3·36	7·32
FeO	4·81	6·37	6·68
MnO	0·33	0·48	0·46
CaO	9·44	9·72	16·86
MgO	4·12	4·04	10·30
K_2O	2·02	2·79	2·15
Na_2O	4·63	5·04	7·47
H_2O chem. geb.	0·99	3·16	—
H_2O hygrosk. .	0·92	—	—
CO_2	0·34	—	—
Summe .	100·30	100·88	148·84
Sp. Gew.	2·767 2·761	2·697 2·703	

IV.

$SiO_2 + TiO_2 = 54·28$ Mol.%

Ao = 19·24	4·41 = ao	An = 7·19	2·72 = an
Co = 7·19	1·65 = co	Ab = 14·94	5·65 = ab
Fo = 17·21	3·94 = fo	O_2 = 4·30	1·63 = or
43·64	10·00	26·43	10·00

Fe = 14·46	4·20 = fe
Mg = 10·30	2·99 = mg
Ca = 9·67	2·81 = ca
34·43	10·00

Leuzittephrit [Tl].

Nur an zwei Orten des Gebietes ist Leuzittephrit aufgefunden worden, bei 390 *m* S. H. südlich Steben östlich der Straße nach Dubitz und bei 400 *m* S. H. nordöstlich Qualen. An letzterem Orte nur in Form loser Blöcke, neben Blöcken von Sodalithgauteït. Trotz des

spärlichen Vorkommens muß geschlossen werden, daß wie in den benachbarten Gebieten so auch in der Umgebung von Salesel Leuzittephrite früher eine größere Verbreitung besassen. Der allgemeine Abtrag hat die zu oberst auf der Gesamtheit der deckenförmig entwickelten Eruptivmassen lagernden Leuzittephrite zuerst erfaßt und bis auf die geringen, jetzt noch vorhandenen Reste beseitigt.

Das Gestein der losen Blöcke nordöstlich Qualen ist ein typisch ausgebildeter porphyrischer Leuzittephrit: Größere Krystalle von Magnetit, Titanaugit und Tafeln von Plagioklas liegen als frühe Ausscheidlinge in einer dichten, schwarzen Grundmasse, die hie und da verzerrte, mit Natrolith und Calcit ausgekleidete Blasenräume zeigt und aus kleineren Magnetitkörnern, feinen Augitprismen, vielen verschieden großen Leuzitkrystallen mit zentrisch angeordneten Einschlüssen, breiteren und schmäleren Plagioklasleisten und etwas Glas besteht. Olivin ist nicht vorhanden.

Die größeren Plagioklasausscheidlinge bestehen aus Labrador. Sie zeigen Verzwilligung nach dem Albitgesetz; Gruppen von mehreren Zwillingslamellen besitzen verschiedene Ausdehnung in der Richtung der c-Achse und sind obendrein in der Zwillingsebene gegenseitig verschoben, so daß die Begrenzung des Zwillingsstockes zu beiden Seiten der c-Achse eine sehr unregelmäßige ist. Manche Plagioklaskrystalle sind durch die Bewegung im Magma zerbrochen und die Teile verbogen worden, in die entstandenen Risse drangen Bestandteile der Grundmasse ein. Dadurch wurde die Unregelmäßigkeit der Krystallausbildung noch vermehrt. Analzimschnüre im Plagioklas reichlich vorhanden.

Das Gestein südlich von Steben zeigt keinerlei porphyrische Ausscheidlinge, es ist basaltartig dicht und von schwarzer Färbung. Sonst ist die Entwicklung die der Leuzittephrite.

Camptonitische Ganggesteine [C].

Zwölf Gangspalten des Gebietes sind von Monchiquit erfüllt. Diese Ganggesteine streichen durchwegs NO—ONO und fügen sich demnach nicht nur nach ihrer Substanz, sondern auch mit ihrer nordöstlichen Streichrichtung in die von Rongstock und dem Lechenberge ausstrahlende Ganggefolgschaft des Essexit gut ein.

Unsere Monchiquite sind schwarze, basaltähnliche Gesteine, entweder dicht bis sehr feinkörnig oder porphyrisch entwickelt. In

letzterem Falle liegen zahlreiche Ausscheidlinge von Hornblende (Gang bei 410 *m* S. H. nordöstlich vom Staudenberge) oder von breiten Augitkrystallen (Gang bei 370 *m* nördlich vom Staudenberge) in schwarzer, dichter oder feinkörniger Grundmasse eingebettet. In vielen Fällen sind größere und kleinere Blasenräume vorhanden.

Unter den Grundmassengemengteilen waltet entweder Titanaugit oder schwarze, braun durchsichtige Hornblende vor. Darnach kann man Augit- und Hornblende-Monchiquite unterscheiden. Ferner sind in der Grundmasse regelmäßig Magnetit, 5—8 Volumprozent, sowie braunes, seltener farbloses Glas mit einem Brechungsexponenten $n < 1{\cdot}54$, bis 5 Volumprozent, vorhanden. Außer diesen stets vorhandenen Bestandteilen finden sich in wechselnden Mengen und nicht gleichmäßig in allen Gängen noch folgende Minerale: Biotit, Leisten oder größere poikilitische Tafeln von Plagioklas (im Gestein bei 370 *m* nördlich des Staudenberges mit 35—40% Anorthitgehalt), Olivin, Hauyn (nur im Gestein bei 410 *m* nordöstlich des Staudenberges in Form sehr einschlußreicher, stellenweise undurchsichtiger, schwarzer Krystalle), Rhönit (in den Gängen bei 380 *m* westlich des Jungfernsprungs, Staudenberg Nord bei 370 *m* und südlich des Deblik bei 320 *m* S. H.) und Apatit.

In den kleinen Blasenräumen findet man Opal (namentlich im Gestein bei 230 *m*, Qualen NO), Analzim, Thomsonit und Phillipsit.

Alle genannten Gemengteile stellen sich in verschiedenen Mengen und Formen ein, deshalb ist die Ausbildung der Monchiquite im Gebiete eine sehr mannigfaltige. Die Gangausfüllungen bei 350 *m* S. H. nördlich des Staudenberges, die „zwei spitzigen Steine“ bei 360 *m* S. H. unter der „Michelmotzenswand“, nördlich Morwan bei 345—370 *m* S. H. und bei 310 *m* S. H. südlich des Deblik sind Augit-Monchiquite, die Gesteine bei 350 *m* S. H. Salesel Nord, bei 400 *m* nordöstlich des Staudenberges, bei 230 *m* Qualen NO und bei 408 *m* westlich vom Kl. Debus gehören zum Augit-Hornblende-Monchiquit, während die Gangausfüllungen westlich des Jungfernsprungs bei 380 *m* S. H., nördlich des Staudenberges bei 370 *m* S. H. und im Elbtale unter der Emma-Ruhe am „Niederndorfer Wege“ bei 180 *m* als Biotit-Augitmonchiquite anzusehen sind und endlich das wegen der zahlreichen, mit bloßem Auge bereits erkennbaren Hornblenden auffallende Gestein aus 410 *m* S. H. nordöstlich des Staudenberges als Hauyn-Augit-Hornblende-Monchiquit bezeichnet werden muß.

Bezüglich der Ausbildung und des Auftretens der einzelnen Gemengteile sei folgendes kurz hervorgehoben. Olivin bildet kleine Krystalle. Häufig zersetzt. Allenthalben nur in geringer Menge, fehlt manchen Gängen ganz. Apatit, lange, spießige Nadeln. Braun durchsichtige Hornblende bildet größere, ältere Ausscheidlinge und jüngere, kleine Nadeln, letztere sind Grundmassenbestandteile. Ältere Ausscheidlinge in Form langer Prismen treten in großer Menge und fürs bloße Auge höchst auffällig im Gestein bei 410 *m* S. H. nordöstlich des Staudenberges hervor, in geringerer Menge auch im Gestein bei 345—370 *m* am Bache nördlich Morwan. Sie sind in der Prismenzone scharf begrenzt von (110) und (010), an den beiden Enden der c-Achse erscheinen sie jedoch vom Magma angegriffen und infolge ungleicher magmatischer Auflösung ausgefranst. Neubildungen von Rhönit aus Hornblende haben in diesem Falle nicht stattgefunden. Doch ist Rhönitbildung aus Hornblende den Monchiquiten unseres Gebietes nicht ganz fremd; sie hat im Gestein der „zwei spitzigen Gesteine“ bei 360 *m* nördlich von „Michelmotzenswand“ in geringer Menge, etwas ausgiebiger im Monchiquit bei 380 *m* westlich des Jungfernsprungs, noch reichlicher im M. bei 310 *m* südlich des Deblik stattgefunden. — Nadeln von brauner Hornblende ($c:\gamma = 12^0$) finden sich namentlich in der Grundmasse der Hornblende-Monchiquite reichlich vor. Auch jüngere Biotitblättchen sind nicht selten. Beide gehören zu den jüngsten Mineralbildungen, jünger als vorhandene Plagioklase. Im Monchiquit bei 350 *m* nördlich Salesel, der als frei stehender, säulig abgesonderter Fels aus Basalttuff hervorragt, sind Hornblendenädelchen gleichachsig mit größeren Augitkrystallen derart verwachsen, daß die c-Achsen beider Minerale parallel verlaufen und die Hornblenden den Augiten entweder seitlich anliegen oder am Kopfende der Augite in der Verlängerung der Kanten aufgestellt sind.

Augit tritt in gut begrenzten Krystallen als größerer Ausscheidling und in allen Größen bis herab zu feinsten Nädelchen als Grundmassenbestandteil, besonders in den Augit-Monchiquiten, auf. Die größeren Augite besitzen oft grünen Kern und violetten Rand, sie zeigen zonaren und Sanduhrbau. Die kleineren bestehen einheitlich aus violettem Titanaugit. Bisweilen ist Augit mit brauner Hornblende so verwachsen, daß an gleichzeitiges Wachstum beider Minerale gedacht werden muß. Bemerkenswert erscheint ein Fall, in dem

Hornblende und Augit in Parallelstellung ihrer c-Achsen und mit großer Annäherung der Querfläche von Augit 100 an die Längsfläche von der Hornblende 010 verwachsen sind.

Alle Gemengteile sind idiomorph, schwimmend in der Glasbasis, ausgebildet.

Erwähnenswert erscheinen kleine, kugelige Hohlräume, die im Hornblende-Augit-Monchiquit bei 350 *m* S. H. nördlich Salesel besonders schön ausgebildet sind. Bisweilen werden sie ganz von Analzim erfüllt und könnten eine Pseudomorphose nach Leuzit vortäuschen; häufiger aber besitzen sie nur außen eine Ausfütterung von Analzim, innen aber eine Ausfüllung von Phillipsit oder Thomsonit. Es sind kleine, mit Zeolithen erfüllte Blasenräume.

Man kann sich vorstellen, daß die einzelnen Minerale in folgender Weise zur Ausscheidung gelangten.

Magnetit	Apatit	Horn-blende	Augit Ägir. bas.	Plagioklas An Ab	Biotit	Glas	Zeolithe

l = Auflösung.

Sodalithgauteït [G].

Aus diesem Gesteine bestehen nur drei Gangausfüllungen, die sich den zwölf camptonitischen Gängen im essexitischen Gangge-

folge gegenüberstellen: 1. Südlich Salesel, im Basalttuff, 4—5 *m* mächtig, Streichen O—W, Fallen Süd 60—70°. Blasenreiches Gestein. Entsendet 25 *cm* mächtige Apophysen. 2. Nordöstlich Qualen, von 350—420 *m*. NO-Streichen. Vorzugsweise durch Lesesteine verfolgbar. 3. An der Nordwestbahn bei Kilom. 420·23 südlich Zirkowitz, 2 *m* mächtig, Streichen O—W, Fallen südlich 70—80°. Im Basalt.

Gesteine der einzelnen Gänge wechselnd. Alle besitzen jedoch eine dichte, graue Grundmasse und Ausscheidlinge von braun durchsichtiger Hornblende und Aegirinaugit. Die Grundmasse besteht aus wechselnden Mengen von Apatit in dicken Prismen, Titanitkrystallen, Magnetitkörnern (2—5 Vol.%), Aegirinaugit (10—30%), Sodalith (15—20%), Feldspäten in Tafeln und Leisten (50—70%), Glas und Zeolithen (Analzim und Natrolith).

Aegirinaugit bildet seegrün durchsichtige Prismen, die vom makroskopisch erkennbaren Ausscheidling alle Größen bis herab zum Mikrolithen besitzen können. Sodalith tritt zwischen den übrigen Grundmassen-Gemengteilen in Form größerer und kleinerer Krystalle auf. Von Feldspäten finden sich Plagioklas (Labrador) und in beträchtlicher Menge auch Alkalifeldspat in Tafeln und breiten Leisten. Glas ist in der Regel reichlich vorhanden.

Alle größeren Feldspattafeln sind durchsetzt von einem Analzimgeäder, das den Spaltrissen (namentlich denen nach P) folgt. Im Gestein an der Nordwestbahn wird der Kern der Plagioklase ganz von Analzim eingenommen, nur ein schmaler Feldspatrahmen ist übrig geblieben. Auch Krystalle und Aggregate von Sodalith treten als Einschlüsse in den Feldspäten auf, die Sodalithe grenzen sich gegen den Feldspat krystallographisch ab und die Feldspatsubstanz springt zahnförmig gegen die Sodalithkrystalle vor. Sehr häufig ist Sodalith in Natrolithspreustein umgewandelt.

Außer in den Feldspäten findet sich Analzim auch in der Grundmasse, in der er große Felder erfüllt.

Phonolithe [Ph].

Zehn Gesteinskörper des Gebietes sind als Phonolithe erkannt worden, darunter der schöne Kegel des Kletschenberges, der die höchste Erhebung (705 *m*) der Karte bildet. Durchwegs graue bis grünlichgraue Gesteine mit dichter Grundmasse, in der Ausscheidlinge von Feldspäten, langen, schmalen Prismen von Horn-

blende und Pyroxen, honiggelbe Titanitkrystalle und kleine, etwa millimetergroße Krystalle von Sodalithmineralen liegen.

Neigung zu plattiger Absonderung ist regelmäßig vorhanden. Absonderungsflächen verlaufen annähernd parallel der Oberfläche der Gesteinskörper. Selten sind die Gesteine grobsäulig abgesondert; die Längsrichtung der Säulen steht annähernd senkrecht zur äußeren Begrenzung des Phonolithkörpers.

Die Phonolithe des Gebietes zeigen Verschiedenheiten in ihrer mineralischen Zusammensetzung und in den Mischungsverhältnissen der Gemengteile. Man kann drei Gruppen unterscheiden:

1. Tephritische Sodalithphonolithe.
2. Trachytische Nephelin-Sodalithphonolithe.
3. Trachytische Analzim-Sodalithphonolithe.

Reine Nephelinphonolithe fehlen dem Gebiete.

Die Unterschiede dieser drei Gruppen im Mineralbestande und in den Mengenverhältnissen ihrer Gemengteile lassen sich durch folgende Annäherungswerte, die Volumprozente ausdrücken, übersichtlich darstellen.

	Tephritischer Sodalithphonolith westl. des Deblik	Trachytischer Nephelin-Sodalithphonolith des Kletschenberges	Trachytischer Analzim-Sodalithphonolith des Kl. Debus[1])
Apatit und Titanit . .	0·5 Vol.%	wenig	0·5 Vol.%
Magnetit	1 „	wenig	0·5 „
Hornblende u. Pyroxen	8 „	2 Vol.%	4 „
Sodalith und Nosean .	15 „	30 „	14 „
Plagioklas . . .	72—76 „ (Plagioklas und Orthoklas)	—	25 „
Orthoklas		58 „	44 „
Hainit	—	0·5 „	—
Nephelin	—	10 „	—
Analzim, Natrolith und Calcit	—	—	12 Vol.%

[1]) A. Pelikan (Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., XXV, 1906, S. 124) berechnet auf Grund einer chemischen Analyse, die auch am Schlusse dieses Abschnittes wiedergegeben ist, folgende Mengenverhältnisse in Gewichtsprozenten: Titanit 0·8, Magnetit 1, Amphibol und Pyroxen 11·7, Sodalithminerale 4·7, Orthoklas 44·3, Albit, Anorthit, Analzim, Natrolith und Calcit zusammen 37·04%.

1. Zu den tephritischen Sodalithphonolithen gehört der Gesteinskörper südlich des Dorfes Kletschen bei Sign. 520 *m* an der Südgrenze des Kartenblattes, der Phonolith bei 335 *m* S. H. westlich am Deblik, der gangförmige Phonolithkörper westlich Praskowitz von 260—275 *m* S. H. und der Phonolithgang im Basalttuff am Eingange in den Mariengrund südlich Salesel. — In dichter, grünlichgrauer Grundmasse liegen Ausscheidlinge von Plagioklas mit breitem Sanidinsaum, lange Prismen von Hornblende, Titanitkrystalle und Sodalithkrystalle eingebettet. Die zonar gebauten Plagioklase erweisen sich als Zwillingsstöcke nach dem Albitgesetz, die wiederum nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Sie zeigen im Kern auf M eine Auslöschung von —15° nach den Spaltrissen von P, auf P eine Auslöschung von rund 6°; deshalb beträgt der An-Gehalt rund 50%. Die Plagioklase reichlich durchsetzt mit Analzimadern. — Die grünlichbraun durchsichtigen Hornblenden wurden vom Rande her nur wenig vom Magma abgeschmolzen und sind von einem dichten Kranze aus Magnetitkörnern und Diopsidsäulchen umgeben. — Die Grundmasse besteht annähernd aus 1—4 Volumprozent Erzkörnchen, Apatit und Titanit, aus 8—20 Volumprozent dunkel seegrünen Diopsidsäulchen, 8—15 Volumprozent größeren und kleineren Krystallen der Sodalithminerale und 60—80 Volumprozent Leisten und Balken von Natronorthoklas und untergeordnetem Plagioklas. Nephelin fehlt entweder gänzlich oder er tritt nur in ganz geringen Mengen und dann nicht allgemein, sondern nur örtlich als Ausfüllung miarolitischer Räume zwischen den älteren Gemengteilen auf.

Struktur trachytisch.

2. Trachytischer Nephelin-Sodalithphonolith. Aus ihm besteht die Spitze des Kegels des Kletschenberges von 580 *m* S. H. aufwärts bis zum 705 *m* hohen Gipfel. Unterhalb 580 *m* wird der Kegel von Basalttuff aufgebaut. In der Profillinie des Kegels drückt sich die Grenze zwischen Phonolith und Tuff durch eine Knickung aus. Bis tief herab wird der Tuffsockel von Phonolithblöcken bedeckt.

Der trachytische Nephelin-Sodalithphonolith führt nur wenig Erzkörnchen und an Pyroxen nur etwa 2 Volumprozent gegen 8 bis 20% in den tephritischen Phonolithen des Gebietes. Plagioklas fehlt. In der dunkelgrauen, dichten Grundmasse finden sich nur einzelne größere, bis 12 *mm* messende Ausscheidlinge von Natronorthoklas neben langen Pyroxensäulchen und stecknadelkopfgroßen Sodalith-

krystallen eingebettet. Die Grundmasse selbst besteht vorzugsweise aus breiten Balken und Leisten von Natronorthoklas, Sodalithmineralen, Nephelin, Diopsidsäulchen; in geringer Menge ist Hainit, ganz zurücktretend Magnetit, Titanit und Magnetit vorhanden.

Struktur der Grundmasse trachytisch.

Die größeren Tafeln von Natronorthoklas besitzen geschichteten Bau: auf einen scharf abgesetzten Kern mit $\alpha : a = +9^0$ bis $10^0 30'$, der Krystalle von Titanit und Sodalith einschließt, folgt eine einschlußfreie Zone und nach außen umgibt den Krystall ein Rand, der bei gleicher Orientierung wie die Kernsubstanz wieder zahlreiche Kryställchen von Sodalith und Diopsid umfaßt. In einem anderen Falle war ein zonarer Bau des Natronorthoklas zu beobachten: Zunehmende Doppelbrechung in der Hülle gegenüber dem Kern und größere Auslöschungsschiefe auf M in der Hülle; Kern $\alpha : a = 5{\cdot}8^0$; Hülle $\alpha : a = 7{\cdot}4^0$.

Ausscheidlinge von Pyroxen gehören zum Diopsid, $\gamma : c = 33$ bis 34^0. Ihre Bildung ist erst nach der Entstehung von Sodalith vollendet worden, weil sie Sodalithkrystalle einschließen.

Minerale der Sodalithgruppe treten, wie schon erwähnt, in größeren, trüben, 1 *mm* im Durchmesser erreichenden Krystallen und in winzig kleinen, 0·005—0·01 *mm* messenden, blaßbräunlichen Kryställchen auf. Sie gehören mit zu den ältesten Mineralausscheidungen aus dem Magma und werden deshalb als Einschlüsse von den meisten der übrigen Gemengteile, auch vom Diopsid beherbergt. Einige der größeren Krystalle gehören wohl zum Nosean, sie enthalten nämlich zahlreiche, schwarze, sich rechtwinkelig schneidende Fasern. Die Fasern liegen nur im Krystallkerne, die Randzone ist frei davon. Wenn Apatitkrystalle zufällig vom Nosean umschlossen werden, so reichen die schwarzen Fasern des Nosean nicht an den Apatit heran, sondern lassen rings um den Apatit einen mehr weniger breiten Hof frei. Bisweilen sind die sonst schwarzen Fasern entlang einer breiten Randzone oder auch zur Gänze rotbraun gefärbt. Selten erscheinen die Fasereinschlüsse in zwei getrennten Zonen, einer inneren und einer äußeren, voneinander getrennt durch eine einschlußfreie, farblose Mittelschicht. Die ganz kleinen Sodalithkrystalle sind einschlußfrei.

Größere Noseankrystalle haben nicht selten Umwandlung in Spreustein erfahren; zwischen den wirrfaserigen Natrolithaggregaten,

	Auftreten	Krystallsystem	Krystalltracht	Spaltbarkeit	Härte	Spez. Gew.	Farbe	Mittlerer Brechgs.-Exponent	Lage der A. E.	Optischer Charakter u. Doppelbrechung	Auslöschung auf 010	Chem. Verhalten
Hainit I	In Drusenräumen und in der Grundmasse nephelinhaltiger Phonolithe als akzessorischer Gemengteil	triklin	Nadeln	‖ 010	5	3·18	hell weingelb	um 1·7	⊥ 010 schief zu 100	+ etwa 0·012	$\alpha : c = 4^0$ (Blumrich) $\alpha : c = 5^0$ (Trenkler)	Leicht löslich in konzentrierter Salzsäure und in verdünnter Schwefelsäure
Hainit II	Nur in der Grundmasse nephelinhaltiger Phonolithe als akzessorischer Gemengteil, nicht in Drusenräumen	monoklin	Dünne, durchlöcherte und am Rande gelappte Blättchen, bis 0·45 *mm* lang	prismatisch	?	?	farblos	1·65	?	?	$\alpha : c = 10^0$	Löslich in konzentrierter Salzsäure

die den Nosean-Krystallraum erfüllen, liegen vereinzelte Faserstücke, als Reste der früher reichlich vorhandenen Einschlüsse.

Nephelin findet sich in ansehnlichen Mengen (etwa 10 Volumprozent) im Phonolith des Kletschen. Zum Teil ist er in Zeolithe umgewandelt.

Im Kletschen-Phonolith treten ferner jene farblosen, dünnen, am Rande gelappten und im Innern durchlöcherten Plättchen auf, die von J. Blumrich[1]) mit kleinen, prismatischen Kryställchen zusammengefaßt als **Hainit** beschrieben worden sind. Nach H. Trenkler[2]) bilden jedoch die dünnen Plättchen wahrscheinlich ein selbständiges, von den nadelförmigen Krystallen verschiedenes Mineral. Die Mineralgattung Hainit würde dann nur die nadelförmigen Krystalle umfassen. Einen eigenen Namen schlug H. Trenkler für das plattenförmige Mineral nicht vor. So lange von beiden Formen keine vollständigen chemischen Analysen vorliegen, wird nicht entschieden werden können, ob beiderlei Mineralformen zu einer Gattung gehören oder zwei verschiedene Minerale bilden. Zur Unterscheidung der zwei Formen voneinander kann man vorläufig das säulenförmig krystallisierte Mineral mit Hainit I und das plattenförmige mit Hainit II bezeichnen. Die wichtigsten Eigenschaften der beiden Mineralformen sind in der Tabelle auf voriger Seite übersichtlich zusammengefaßt.

In unserem Gestein tritt nur Hainit II auf.

3. Trachytischer Analzim-Sodalithphonolith tritt am Kl. Debusberge und in ähnlicher Zusammensetzung auch am Kl. und Gr. Schänkerberge, am Horaberge nördlich Kletschen und am Kirchberge bei Sign. 312 *m* westlich des Trabitzeberges auf. Der Kl. Debusberg ist gekrönt von einem bis 412 *m* S. H. aufragenden, O—W gerichteten Felsriffe; auf der Süd- und Nordseite bedecken ihn Schutthalden, die im Norden bis 385 *m* S. H. herabreichen. Der Gesteinskörper ist durchsetzt von zwei senkrecht aufeinander stehenden Absonderungsrichtungen, die eine streicht SW, die andere NO, beide fallen steil ein. Die Absonderungsklüfte des Gesteins sind besonders auf der Südostseite des Berges mit verschiedenen Zeolithen erfüllt. Die Schänkerberge, der Horaberg und der Phonolith westlich des Trabitzeberges sind größere Oberflächenergüsse.

---

[1]) Tschermaks Miner. u. Petr. Mitt., XIII, 1892, S. 472 u. f.

[2]) Tschermaks Miner. u. Petr. Mitt., XX, 1901, S. 138 u. f.

Das Gestein des Kl. Debus ist bereits durch A. Pelikan[1]) mit Beifügung der chemischen Zusammensetzung als „Analzimphonolith" ausführlich beschrieben worden. A. Pelikan vertritt hier, wie auch bei späterem Anlasse[2]), die primäre, in einem Zuge mit den übrigen Gemengteilen des Phonolithes erfolgte Bildung von Analzim.

Der Analzim-Sodalithphonolith ist ein graues bis dunkelgraues Gestein mit dichter, vollkrystalliner Grundmasse, aus der einzelne kleine Pyroxenkrystalle, hie und da auch schmale Hornblendeprismen, bis 1 *mm* große Krystalle von Sodalithmineralen und im Gesteine des Horaberges und der Schänkerberge auch kleine Feldspattafeln hervortreten. Unter dem Mikroskop erkennt man noch das Vorhandensein von wenig größeren Apatitprismen und Titanitkrystallen.

Die Grundmasse besteht überwiegend aus natronreichem Sanidin, dann aus größeren und kleineren Krystallen von Sodalith und Nosean, Prismen von Aegirinaugit, Körnchen von Magnetit und aus viel Analzim und Natrolith. Die Mengenverhältnisse der Bestandteile sind auf S. 80 in Annäherungswerten ausgedrückt.

Neben Apatit, Titanit, Magnetit und Nosean bzw. Sodalith gehören auch die vereinzelten Krystalle von grünlichbrauner Hornblende zu den ältesten Mineralausscheidungen. In einer späteren Phase der Gesteinsverfestigung waren die Hornblenden im Magma nicht mehr bestandfähig infolge geänderter physikalischer und chemischer Verhältnisse; sie wurden vom Rande her angeschmolzen und umgaben sich später mit einer zusammenhängenden, schwarzen, eisenreichen Glashülle. Außerhalb der Hülle schied sich ein Kranz dicht gedrängter, kleiner, grüner Diopsidkrystalle aus. Inzwischen mag die Ausscheidung der größeren Aegirinaugite, dann die der vereinzelten Plagioklase, der größeren Sanidine, später die der kleinen Aegirinaugite und der Sanidinbalken, alles aus dem Schmelzflusse, erfolgt sein.

Während der letzten, der hydrothermalen Phase der Gesteinsverfestigung bildeten sich aus dem Erstarrungsreste, der Wasser-

[1]) Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil., XXV, 1906, S. 118—126: „Analzimphonolith vom Kubatschkaberge nw. von Praskowitz an der Elbe." Der Kl. Debusberg bildet die nö. Fortsetzung vom Kubatschkaberge.

[2]) Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., XXXIII, 1914, S. 187 u. f.

dampf enthielt, an HCl-, H_2SO_4- und F-haltigen Dämpfen angereichert war und noch feste Stoffe, wie Na_2O, Al_2O_3 und SiO_2 gelöst hatte, die Zeolithe Analzim und Natrolith und wahrscheinlich auch Sodalith. Diese Minerale erfüllen die letzten Lücken zwischen den älteren Gemengteilen im Gestein; in besonderer Form treten sie in den größeren Feldspäten auf. Das soll später erörtert werden.

Nach dem Gesagten läßt sich die Ausscheidungsfolge der Gemengteile des trachytischen Analzim-Sodalithphonoliths in folgender Weise übersichtlich darstellen.

Phasen der Gesteinsverfestigung	Apatit	Titanit	Magnetit	Hornblende	Ägirinaugit (Äg. Aug.)	Nosean	Sodalith	Plagioklas An Ab	Sanidin Ab Or	Analzim	Natrolith	Calcit
intratellurisch	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓			
magmatisch nach der Eruption				1 ↑ Diopsid ↓ Glas ↓	1 ↑ ↓		↓		↓			
hydrothermal							? ↓			↓	↓	
Sekundäre Mineralbildung											↓	↓

1 = Lösung durch das Magma.

Unter den größeren Feldspäten findet sich sehr spärlich Labrador mit rund 50% An, weitaus überwiegend bestehen sie aus natronreichem Sanidin. Aus letzterem Feldspate bauen sich auch die kleineren Tafeln und Leisten auf, die den Hauptbestandteil des Gesteins ausmachen. Im Phonolith vom Kl. Debus z. B. entfallen auf Sanadin 65 Vol.%, davon sind 44 Teile Orthoklas und 21 Teile Albit. Nur 2 Teile Albit vereinigen sich mit 2 Teilen Anorthit zu Labrador. Das ergibt sich aus der chemischen Zusammensetzung dieses Gesteins. Auch die Auslöschungsschiefe auf M(010) bei den

Sanidinkrystallen (α : a erreicht 10°) bezeugt den hohen Gehalt an Albit.

Alle größeren Feldspäte zeigen zonaren Bau. Außer der isomorphen Schichtung (auf einen albit- bzw. anorthitreicheren Kern folgen nach außen Zonen, die ärmer sind an diesen Stoffen) bemerkt man, daß der innere Kern von völlig einschlußfreien Zonen umgeben ist. Diese werden umhüllt von einer einschlußreicheren Zone, die sich mit der Grundmasse ohne scharfe Grenze verbindet. Als häufige Einschlüsse sind kleine, sechs- oder vierseitig umgrenzte Sodalithkryställchen zu nennen, dann winzige Augit- und Apatitkryställchen, Glaströpfchen und andere unbestimmbare Mikrolithen. Oft setzen die Zonen mit scharfen Trennungslinien gegeneinander ab. Bisweilen wurden die genannten Einschlüsse reichlich entlang dieser Trennungslinien abgelagert. Sie deuten offenbar Wachstumspausen des Feldspats an, während die einschlußreiche Randzone als das Erzeugnis eines stürmischen Wachstums anzusehen ist.

Beachtenswert ist noch der Bau des inneren Kerns der Feldspäte. In den meisten Fällen wird die Kernsubstanz durchsetzt von Sodalith, Analzim oder Natrolith. Sodalith bildet Krystalle, abgerundete Körner oder verästelte, unregelmäßige Körper, gegen die der Feldspat in Form von Zähnen und Balken vorspringt. Die Form dieser Zähne deutet die Umrisse der älteren Sodalithkrystalle an, die durch die jüngere Feldspatsubstanz abgeformt wurden. Analzim hingegen durchsetzt den Feldspat als verästeltes Adersystem, das oft den Spaltungsrichtungen des Feldspats folgt. Der Analzim begrenzt sich scharf, die Feldspatsubstanz springt in Form scharfer Ecken und Balken gegen den Analzim vor. An den Analzim grenzt frische Feldspatsubstanz; deshalb kann das Auftreten des Analzims im Feldspat nicht als Verwitterungserscheinung aufgefaßt werden. Vielmehr scheint der anschießende Feldspatkrystall früher gebildete Sodalithkrystalle, Dämpfe und Magmateile eingeschlossen zu haben. Aus letzteren schieden sich während der hydrothermalen Phase Zeolithe ab. Auch Hornblenden, Augite und Olivin umschließen bekanntlich bei ihrem Wachstum häufig Teile des umgebenden Magmas.

Sodalithminerale (Nosean und Sodalith) treten in verschiedenen Formen auf. Schon makroskopisch springen in die Augen hell- oder dunkelgraue, auch rötlich gefärbte, 1—2 *mm* große Kryställchen, die duichs ganze Gestein verteilt sind. U. d. M. erscheinen

sie durch zahlreiche, kleine, körnige Einschlüsse getrübt, selten bemerkt man die für Nosean bezeichnenden, dunklen, unter rechtem Winkel sich kreuzenden Fasern. Häufig ist Umwandlung in Natrolith-Spreustein eingetreten. Krystallformen sind Würfel und Rhombendodekaëder. — In den Randzonen der Feldspäte finden sich sehr häufig winzig kleine, 0·005—0·01 *mm* messende Sodalithkryställchen eingeschlossen, während in den Feldspatkernen die bereits erwähnten größeren, trüben Krystalle und abgerundeten Körner oder Aggregate von Sodalithmineralen auftreten. Endlich kommen noch zwischen den Feldspatleisten trübe, körnige Aggregate eines isotropen Minerals vor, die wohl Sodalith sind. Von dem in ähnlicher Weise auftretenden Analzim unterscheidet sich Sodalith durch seine zahlreichen, winzigen Einschlüsse.

Nosean gehört einer frühen Mineralbildungsphase des Gesteins an, Sodalithbildung kann auch schon früh begonnen haben, setzte sich aber lange mit der Sanidinausscheidung fort und scheint noch in der hydrothermalen Periode stattgefunden zu haben.

Aegirinaugit tritt in Form größerer, zonar gebauter Ausscheidlinge mit $\gamma : c = 67^0$ im Kern und $\gamma : c = 59^0$ in der Hülle auf. Sie sind am Rande vom Magma angeschmolzen. Dann bildet er noch kleine, jüngere Prismen mit scharfen Rändern.

Analzim gehört zu den jüngsten Mineralbildungen im Gestein. Er tritt in zwei Formen auf. In den größeren Feldspäten bildet er ein Netzwerk von Adern, das im allgemeinen den Spaltrissen des Feldspats folgt, aber von den Spaltrissen aus auch in anderer Richtung den Feldspat durchsetzt, so daß breite Adern von Analzim den Feldspatkrystall durchziehen. Dann erscheint Analzim in körnigen Aggregaten zwischen den übrigen Gemengteilen.

Analzim in diesen Formen und neben frischen Nachbarn kann nicht als sekundäres, durch die Verwitterung entstandenes Mineral angesehen werden, sondern nur als primärer Gemengteil, der in der hydrothermalen Phase der Mineralausscheidung aus dem letzten Magmarest gebildet wurde.

Natrolith bildet wirrfaserige Aggregate von großer Feinheit der Fasern in den Räumen der Sodalithminerale, aus denen er durch Umwandlung hervorgegangen ist. Diese Form des Natrolith ist sekundären Ursprungs. Dann finden sich Faseraggregate von Natrolith in den größeren Feldspäten und auch zwischen den Mineralen

des Gesteins. Diese Form ist wie der Analzim primärer, hydrothermaler Entstehung.

Sekundärer Bildung ist auch Calcit, der an manchen Stellen des Gesteins angesiedelt ist.

Einschlüsse von Granit und dunklem Glimmerschiefer finden sich im Phonolith des Kl. Debus. Über die Veränderungen dieser Einschlüsse und über die endogenen Kontakterscheinungen wird im Abschnitt „Einschlüsse" zusammenhängend berichtet.

Chemische Zusammensetzung des Analzim-Sodalithtephrits vom Kl. Debus, Mittel aus zwei Analysen von J. Gössl[1] I, Molekular-Quotienten II, Zahlen für die Projektion nach F. Becke III.

	I	II
SiO_2	50·82	84·70
TiO_2	0·34	0·42
SO_3	0·45	0·56
Cl	0·11	—
P_2O_5	0·001	—
Al_2O_3	20·56	20·16
Fe_2O_3	2·42	1·51
FeO	1·25	1·74 ($\times 2 = 3·02$)
MnO	0·36	0·51
CaO	5·15	9·20
MgO	0·52	1·30
K_2O	7·48	76·9
Na_2O	5·59	9·02
H_2O	4·95	—
	100·00	137·08 (138·59)

III

$SiO_2 + TiO_2 = 61·41$ Mol.%

Ao = 33·96	7·82 = ao	An = 3·18	0·86 = an
Co = 3·18	0·73 = co	Ab = 18·04	4·85 = ab
Fo = 6·30	1·45 = fo	Or = 15·92	4·29 = or
43·44	10·00	37·14	10·00

[1]) Aus A. Pelikan, Über zwei Gesteine mit primärem Analzim usw. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., XXV, 1906, S. 122.

Fe = 5·27	4·18 = fe	
Mg = 1·30	1·03 = mg	
Ca = 6·02	4·79 = ca	
12·59	10·00	

In Fig. 10 wurden die Analysen von drei Gesteinen des Gebietes in der Dreiecks-Projektion nach dem Vorschlage von F. Becke auf Grund der auf den Seiten 57, 58, 74 und 89 angeführten Projektionswerte dargestellt. 1 = Sodalithtephrit vom Schieferberg bei Salesel. 2 = Analzim-Nephelinphonolith vom Kl. Debus. 3 = Melilith-Nephelinbasalt östlich der Buschmühle.

Basaltische Eruptivbreccien [Bβ].

Als solche sind keine besonderen Gesteine aufgestellt worden, vielmehr wurden nur diejenigen basaltischen Gesteinskörper, die durch ihre brecciöse Ausbildung von den übrigen Basaltkörpern abweichen, durch besondere Bezeichnung auf der Karte ausgeschieden.

Bei ihrer Eruption wurden an mehreren Orten des Gebietes basaltische Magmen, die dem Erstarren bereits nahe waren, zerspratzt oder sonstwie in größere und kleinere, bisweilen nur Bruchteile vom Millimeter messende Bröckchen zerteilt und später wieder durch nachrückendes Basaltmagma zu tuffähnlichen, festen Breccien zusammengekittet. So findet man denn als Ausfüllung von Schloten, von Gangspalten, aber auch in Form von Decken oder von Lagen zwischen Tuffen Basaltkörper mit brecciöser Struktur.

Dem bloßen Auge erscheinen diese Gebilde bisweilen dicht, schwarz, wie gewöhnlicher Basalt (Hügel bei 360 *m* S. H. nördlich vom Radischken nördlich Morwan), häufiger aber tuffähnlich, so südwestlich Salesel an der Staatsbahn; Schima NO bei 320 *m* S. H.; südöstlich Steben im Bachgraben bei 390 *m* S. H., bei Sign. 205 *m* südöstlich Zirkowitz; bei 200 *m*, 260 und 290 *m* S. H. östlich Zirkowitz; bei 280 *m* S. H. an der Südseite des Faulen Berges östlich Sebusein und in der Gangspalte des Melilith-Nephelinbasaltes bei der Buschmühle südöstlich Sebusein. Einige dieser Vorkommen sind früher als Basalttuffe angesehen worden.

Bei eingehender Untersuchung erkennt man verschieden große, abgerundete oder kantige, bisweilen fladenförmig in die Länge ge-

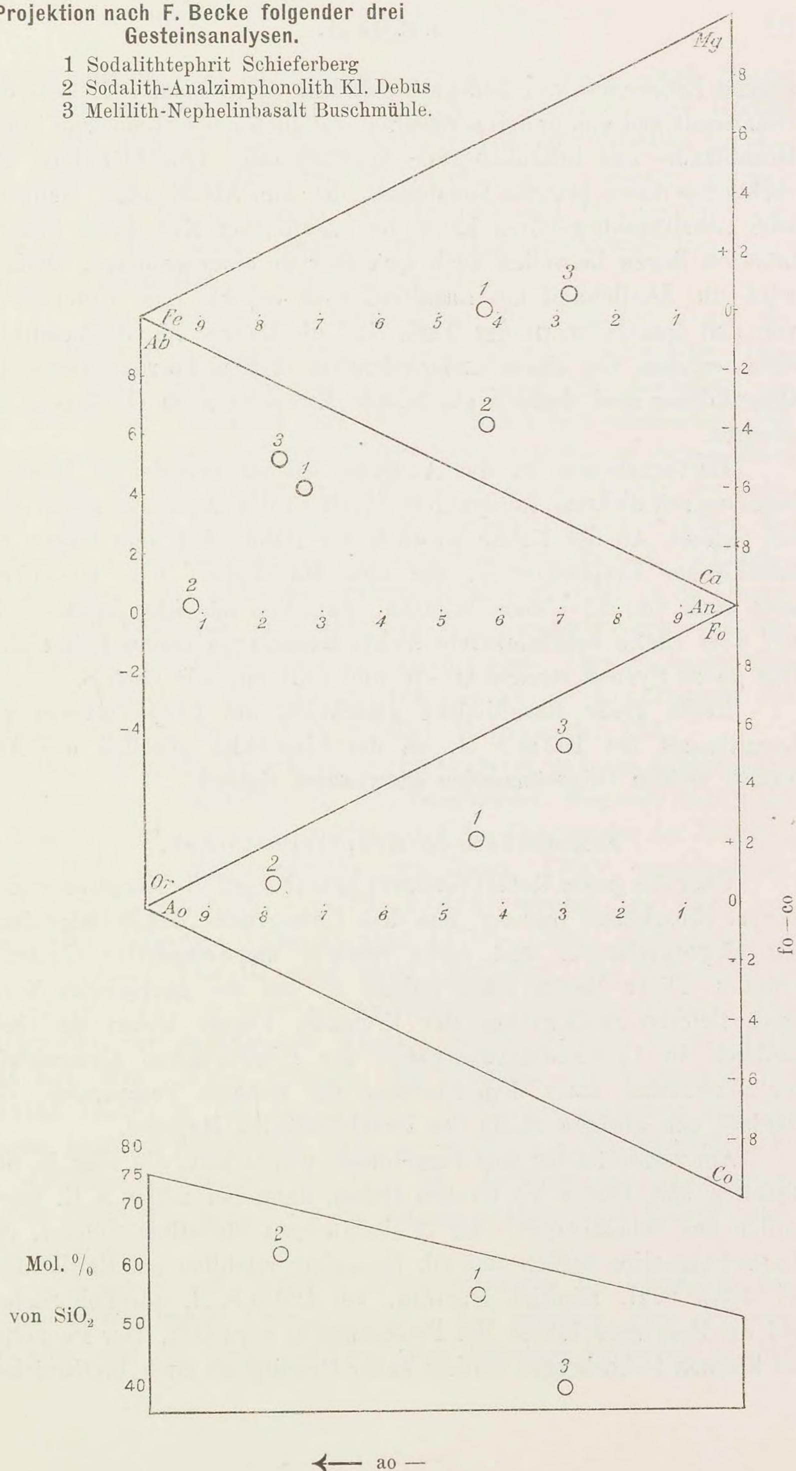


Fig. 10.

Projektion nach F. Becke folgender drei Gesteinsanalysen.

1 Sodalithtephrit Schieferberg
2 Sodalith-Analzimphonolith Kl. Debus
3 Melilith-Nephelinbasalt Buschmühle.

zogene Bröckchen von feldspatführendem Alkalibasalt, Leuzit- oder Glasbasalt und von anderen Basalten, randlich angeschmolzene braune Hornblende- und bräunlichgrüne Augitkrystalle, Biotitblättchen, alles verbunden durch braunen Glasbasalt, der zum Alkalibasalt, Nephelin- oder Leuzitbasalt gehören kann. Im basaltischen Kitt dieser Eruptivbreccien liegen bisweilen auch Quarzkörner eingeschlossen. Dadurch wird die Ähnlichkeit mit Basalttuff noch erhöht. Zum Unterschiede von den Quarzkörnern der Tuffe sind die Quarze im Glasbasaltkitte stets umgeben von einem außerordentlich dichten Porricinsaume. Die Quarzkörner sind deshalb als fremde Einschlüsse im Glasbasalt anzusehen.

Hervorzuheben ist das Auftreten solcher Breccien in Wechsellagerung mit dichtem, kompaktem Basalt an der Eisenbahn südwestlich bei Salesel. An der Lehne westlich der Bahn sieht man Lagen von basaltischer Eruptivbreccie, die eine Mächtigkeit von 10—15 *cm*, aber auch von 25—50 *cm* besitzen, zwischen die sehr schmale, bis auf 4 *cm* Dicke herabsinkende dichte Basaltlagen eingeschaltet sind. Das ganze System streicht O—W und fällt mit 40° nach S.

Recht große Basaltblöcke umschließt die Eruptivbreccie von Leuzitbasalt bei 190 *m* S. H. an der Eisenbahn nördlich des Auftretens weißen Oligozänsandes südwestlich Salesel.

Einschlüsse in Eruptivgesteinen.

Über das ganze Gebiet verstreut beherbergen die Eruptivgesteinskörper Einschlüsse fremder, aus dem Untergrunde des Mittelgebirges mit emporgerissener und mehr weniger umgewandelter Gesteinsbrocken. Diese lassen einen Schluß zu auf die geologische Natur eines tieferen Stockwerkes der Erdrinde. Ferner bieten sie einen Einblick in Umwandlungsvorgänge der mineralischen Gemengteile der Einschlüsse unter dem Einflusse der höheren Temperatur, der Dämpfe und übrigen Stoffe des einschließenden Magmas.

Am verbreitetsten sind Einschlüsse von Granit, die sich in den Basalten und Tuffen des Großen Debus, dann bei 290 *m* S. H. nordöstlich des Scheinberges, des Schieferberges südöstlich Salesel, des Nautschkensteins östlich Salesel, besonders reichlich am Radischken bei 365 *m* S. H. nördlich Morwan, bei 420 *m* S. H. nördlich Steben und am Fahrwege östlich der Pelikenmühle vorfinden. Der Phonolith des Kleinen Debusberges schließt außer Granitgneis auch biotitreichen

Glimmerschiefer ein. Einschlüsse von Quarzsandstein und Mergel findet man an verschiedenen Orten. Der Leuzitbasalt des Großen Debus und mehrere basaltische Schlotausfüllungen westlich Praskowitz enthalten außer Brocken von Quarzsandstein, Quarz, Mergelhornfels auch bis faustgroße Olivinknollen und Olivingabbro eingeschlossen. Die beiden letzteren Einschlüsse sind wohl nur ältere basische Ausscheidungen aus dem Basaltmagma.

In allen granitischen Einschlüssen sind in der Regel die Glimmerminerale umgewandelt in braunes oder schwarzes Glas, während Quarz und Feldspate erhalten blieben oder höchstens nur vom Rande her gelockert und wie angeschmolzen erscheinen. Die angeschmolzenen und dadurch abgerundeten Quarzkörner liegen dann eingebettet in dem netzförmig verteilten Glase. Am Rande der Feldspate findet man häufig neugebildete Feldspatsubstanz in Form der bekannten kassettenähnlichen und leistenartigen Skelette. Sekundär sind an vielen Orten Chloritminerale gebildet worden, die in die Quarzkörner und Feldspate in reichlichem Maße eingedrungen sind und eine kräftige Grünfärbung hervorgerufen haben. Das ist namentlich in den zahlreichen Einschlüssen von Granit im Leuzitbasalt des Radischkenhügels, 365 *m* S. H. nördlich Morwan, der Fall.

Das scheinbare Einschmelzen von Glimmer und das Anschmelzen von Quarz der Einschlüsse in den basaltischen Magmen darf nicht als Beweis dafür genommen werden, daß die Temperatur der Magmen bis zur Höhe des Schmelzpunktes von Quarz, 1700°, gestiegen ist. Wäre diese Temperatur wirklich erreicht worden, so hätte vor allem aller Orthoklas (Schmelzpunkt 1170°—1205°) eingeschmolzen werden müssen. Das ist aber nicht geschehen, der Orthoklas ist zum größten Teil in seinem ursprünglichen Zustande erhalten. Die Temperatur der basaltischen Magmen mußte deshalb unter 1170° geblieben sein. Wenn trotzdem die Glimmer (Schmelzpunkt für Meroxen 1350°) in den Einschlüssen vollständig zerflossen und die Quarze randlich angegriffen sind, so wird diese Erscheinung nicht als einfaches Schmelzen, sondern als Auflösen im basaltischen Magma unter Mitwirkung der im Magma vorhandenen Dämpfe aufzufassen sein.

Einschlüsse von dunklem Glimmerschiefer im Phonolith des Kleinen Debus haben ihren Biotit zum Teil erhalten, zum größeren Teil aber sind die Biotitblättchen durch teilweise Auflösung in eine

größere Anzahl kleiner und abgerundeter Teile zerlegt, in denen sich zahlreiche schwarze, undurchsichtige, verschieden geformte Körperchen eingenistet haben. Zwischen den Glimmerschiefereinschluß und den Phonolith schiebt sich eine etwa 1 *mm* dicke Kontaktzone ein, die vorzugsweise aus neugebildeten Alkalifeldspatkörnern und grünen Diopsidprismen besteht mit eingemengten, kleinen, abgerundeten Biotitblättchen. Die Neubildung von Diopsid und Alkalifeldspat dieser Art konnte nur stattfinden durch das Zusammenwirken von Stoffen aus dem Phonolithmagma und aus dem gelösten Biotit des Glimmerschiefers. Für den Alkalifeldspat konnten die meisten Stoffe vom Biotit geliefert werden, die noch fehlende Menge von Al mußte vom Phonolithmagma gespendet werden, ebenso das CaO für den Diopsid.

Die Entstehung von Alkalifeldspat aus den Bestandteilen von dunklem Glimmerschiefer unter Hinzutritt von Stoffen aus einem sodalithfayaitischen Magma, wie es das Magma des Analzim-Sodalithphonoliths vom Kleinen Debus ist, erinnert lebhaft an die von R. Brauns[1]) beschriebene Bildung von Sanidinit aus Glimmerschiefer im Laacher Seegebiete. Nur stellen sich die Mineralneubildungen in unserem Falle nicht als Pyrometamorphose im Sinne von R. Brauns dar. Denn die Stoffe, „welche die Umwandlungen begünstigt und weitere Neubildungen ermöglicht haben“, sind nicht „aus der Tiefe in Gas- oder Dampfform zugetreten“, sondern die Umwandlungen und Neubildungen vollzogen sich in unmittelbarer Berührung des Glimmerschiefers mit dem flüssigen Phonolithmagma, aber auch nur bei Temperaturen unter dem Schmelzpunkte des Biotits und des Feldspats. Bei den Umwandlungs- und Neubildungsvorgängen mitwirkende Dämpfe mußten dem flüssigen Magma entstammen. Die Einwirkung flüssiger Magmen auf ihre fremden Einschlüsse fällt in erster Reihe unter die Begriffe Kontaktmetamorphose und Pneumatolyse. Doch werden sich die als Pyrometamorphose, Kontaktmetamorphose, Thermometamorphose[2]), Pneumatolyse und kaustische Umwandlung von verschiedenen Forschern bezeichneten Vorgänge hinsichtlich ihrer Ursachen und Wirkungen nicht immer scharf trennen lassen.

---

[1]) Neues Jahrb. f. M., G. u. P., B. B. **34.** 1912, S. 85 u. f.

[2]) F. Rinne u. H. E. Boeke, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., XXVII, 1908, S. 393.

Einschlüsse von Quarz, bis faustgroß, im Sodalithtephrit des Schieferberges bei Salesel erscheinen nach F. Cornu (Zentralbl. f. M., G. u. P., 1907, S. 242) magmatisch stark korrodiert, in den entstandenen Lücken und Hohlräumen wurde Apophyllit an Stelle des Quarzes ausgeschieden.

III. Diluvium.

Während der Diluvialzeit erhielt die Oberfläche des Kartengebietes die jetzige Form infolge von Talerosion und Abtrag durch die fließenden Gewässer. Diese Tätigkeit mußte schon im jüngeren Tertiär einsetzen. Während der diluvialen Zeit wurde nach und nach die Erosionsbasis tiefer gelegt. Fortschreitend mit dem Einsägen der Talrinnen geschah der Abtrag des gesamten Gebietes.

An geeigneten Orten setzten die fließenden Gewässer in ihren Talrinnen Geschiebe und Sande ab, von denen Reste erhalten sind. Die Tätigkeit der Gewässer war demnach eine zweifache, einander entgegengesetzte: Einsägen und Abtrag verbunden mit Stoffabfuhr, andererseits Herbeischaffung von Stoffen und Absatz. Das Einsägen war eine recht nennenswerte Arbeit, die Talrinnen wurden von 450 *m* S. H. bis auf 140 *m* S. H., also 310 *m* tief eingerissen. Vom Abtrag und der Talerosion, der Tätigkeit ersterer Art, sind nur negative Erfolge nachzuweisen, die bis 310 *m* tief eingerissenen Talrinnen und die allgemeine Erniedrigung des Geländes um entsprechende Beträge. Die zweite Art der Tätigkeit hat Positives hinterlassen: Ablagerungen von Schotter und Sand.

Auch die bewegte Luft brachte gegen das Ende des Diluviums von fernher Stoffe und setzte sie im Windschatten auf den durch Abtrag geschaffenen Flächen und an den Gehängen der eingeschnittenen Talrinnen ab in Form von Löß und Sandlöß. Durch Umlagerung entstand daraus der sehr verbreitete Gehängelehm.

Deshalb zerfallen die Diluvialgebilde in zwei, nach Ursprung, Zusammensetzung und nach Lagerungsverhältnissen verschiedene Gruppen: *a)* Flußanschwemmungen, *b)* Äolische Bildungen.

a) Flußanschwemmungen.

Die Flüsse, von denen Talerosion und Anschwemmung von Sand und Schotter während der Diluvialzeit ausgingen, sind als Vorläufer der heutigen Elbe und ihrer Zuflüsse anzusehen. Seit der

Tertiärzeit vollzog sich die Entwässerung Böhmens von Süd nach Nord. Vom Süden her trat zu Beginn der Diluvialzeit ein kräftiger Fluß ins Gebiet ein, der alte Ablagerungen an den Gehängen des Deblikberges in sehr hoher Lage hinterlassen hat, die bis 440 *m* S. H., fast zum Gipfel des Berges (456 *m*) reichen. Nördlich vom Deblik ist in rund 360 *m* S. H. ein altes Flußbett erkennbar mit dem Westrand beim Dorfe Qualen auf der linken Elbseite und seinem Ostrande am Steinhübel auf der rechten Elbseite, Qualen gegenüber. Flußanschwemmungen konnten weder bei Qualen, noch am Steinhübel gefunden werden. Doch läßt sich aus der Form des Geländes die Richtung von Süd gegen Nord des alten, diluvialen Elbeflusses feststellen.

Weitere alte Flußanschwemmungen finden sich am Sattel zwischen dem Deblik- und dem Trabitzeberge in rund 300 *m* S. H. und sowohl südlich als auch nördlich des Deblikberges von 320 *m* abwärts. Auch auf dem Plateau westlich des heutigen Elbtales haben sich am Westabhange des Mindelberges östlich Dubitz bei 340 *m* S. H. und nordwestlich Schima bei 330 *m* S. H. alte, hochgelegene Flußablagerungen erhalten, die von einem Hin- und Herpendeln des alten Flusses auf dem Plateau, bevor das Elbtal tief eingerissen war, Zeugnis geben.

Dem alten Bielaflusse sind wohl die alten Schotterablagerungen zuzuschreiben, die sich bei 220 *m* S. H. nördlich von Schima erhalten haben.

Während der altdiluviale Elbefluß im hochgelegenen, weiten Tale hin- und herpendelte, sägte in der mittleren Diluvialzeit am Ausgang der Haupteiszeit (Rißeiszeit) der zu dieser Zeit wasserreichere Strom das Tal energisch ein bis unter den heutigen Wasserspiegel der Elbe und legte die Richtung und die Sohle des gegenwärtigen Flußlaufes fest. Die Form des Elbtales von heute wurde schon im mittleren Diluvium geschaffen und hat sich seither nicht wesentlich geändert. An den Flanken und auf der Sohle der eingerissenen Talrinne wurden von Libochowan ab bis an die Nordgrenze des Blattes große Massen von Sanden abgelagert, und zwar in einem viel tieferen Niveau als die hoch gelegenen Schotter und Sande des Altdiluviums. Diese in der mittleren Diluvialzeit zustande gekommenen Flußanschwemmungen reichen von 210 *m* S. H. abwärts bis unter den Elbspiegel und werden als „Mittelterrasse“ bezeichnet

im Gegensatze zu den altdiluvialen Ablagerungen der „Hochterrasse“ und den besonders hoch gelegenen „Debliksanden“.

In die als Mittelterrasse bezeichneten Ablagerungen hat im Jungdiluvium der Fluß ein kleines, schmales Rinnsal eingerissen und z. T. auch mit jungen Anschwemmungen ausgefüllt, die als „Niederterrasse“ ausgeschieden wurden. Sie reichen nur 10—20 *m* über den heutigen Elbspiegel, also bis 150 und 160 *m* S. H.

Bei diesen Höhenangaben wurde der Elbspiegel an der Südgrenze des Blattes mit 138·5 *m* und bei Birnai im Norden mit 135 *m* S. H. angenommen. Der Nullpunkt des Aussiger Elbepegels liegt bei 132·7 *m* S. H. — Die Höhenangaben in der Karte sind etwas unsicher; die durch ein neueres Präzisionsnivellement festgesetzte Seehöhe des Bahnhofes Sebusein von 161·8 *m* weicht von den Höhenangaben der Karte, die auf älteren Messungen beruhen, um + 7—8 *m* ab. In das Triangulierungsnetz sind die Spitze des Kletschen, 705 *m*, und des Deblikberges, 456 *m*, einbezogen.

Nach diesen Ausführungen gliedern sich die Flußanschwemmungen des Kartengebietes in folgender Weise:

1. Hochgelegene Sande am Deblik (Debliksande) von 340 *m* aufwärts bis 440 *m* S. H., 205—305 *m* über dem heutigen Elbspiegel.

2. Ältere Flußablagerungen von 210—340 *m* S. H., 75 bis 205 *m* über dem Spiegel der Elbe (Hochterrasse).

3. Jüngere Flußanschwemmungen von 210—150 *m* S. H. sichtbar, reichen von 75 *m* über dem Elbspiegel bis unter den Elbspiegel (Mittelterrasse).

4. Jüngste Flußablagerungen (Niederterrasse), unter 150 *m* S. H., bis 15 *m* über dem Elbspiegel.

Die vier Gruppen von diluvialen Flußanschwemmungen unterscheiden sich voneinander durch ihre Höhenlage, Korngröße, Zusammensetzung und Absatzzeit.

Allgemeine Bemerkungen über die Debliksande und über die diluvialen Terrassen der Moldau-Elbe in Böhmen.

Flußanschwemmungen in Höhen von 440 *m* S. H., 305 *m* über der Elbe, wie wir sie am Deblik vorfinden, lassen sich unter die bisher bekannt gewordenen diluvialen Ablagerungen des Flußgebietes der Elbe nur schwer einreihen. Es muß untersucht werden, ob die hoch gelegenen Debliksande nicht dem obersten Tertiär, dem **Pliozän,** zuzuweisen sind. Leider sind keinerlei organische Reste in den Sanden aufzufinden gewesen, in dieser Beziehung ist kein Anhaltspunkt für die Festlegung des geologischen Alters geboten. Da aber pliozäne

Sande auf den steilen Hängen des Deblik dem Abtrage im Altdiluvium nicht Stand gehalten hätten, da ferner im ganzen übrigen Mittelgebirge und in seiner Umgebung bis jetzt keinerlei pliozäne Ablagerungen aufgefunden worden sind, so ist man doch gezwungen, zu versuchen, die Debliksande den Diluvialgebilden anzugliedern. Dabei bereitet zunächst das Verhältnis der Höhenlage der Debliksande in 440 *m* S. H. zu den vorhandenen jüngsten Tertiärsedimenten, den untermiozänen Letten Schwierigkeiten. Am Westrande des Blattes ragen solche Braunkohlenletten aus dem miozänen Braunkohlenbecken in unser Gebiet herein. Ihre Auflagerungsfläche liegt bei 220 bis 300 *m* S. H., während die Debliksande bis 440 *m* S. H. ansteigen. Der diluviale Fluß, der den Debliksanden ihre Entstehung gab, muß sich in dieser Höhe bewegt haben, während in geringer Entfernung davon, im Braunkohlenbecken, während der vorhergegangenen geologischen Zeit ein Seeboden in viel größere Tiefen reichte. Es haben jedoch im miozänen Braunkohlenbecken in nachmiozäner Zeit Vertikalverschiebungen mit dem Endergebnis stattgefunden, daß der Nord- und Südrand des Beckens viel höher (bis 200 *m*) zu liegen kam als das Innere des Beckens. Darauf ist bereits in den Erläuterungen zu Blatt Teplitz-Boreslau (Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., XXVII, 1908, S. 89) hingewiesen worden. Infolge dieser Vertikalbewegungen, die nach Ablagerung der miozänen Braunkohlenflöze und ihrer Hangendletten stattfanden, werden die geologischen Schlußfolgerungen, die sich auf den Vergleich der gegenwärtigen Höhenlagen der verschiedenen geologischen Gebilde stützen, unsicher.

Wie dem nun auch sei, wir müssen den vorhandenen Tatsachen Rechnung zu tragen versuchen. Wenn das altdiluviale Flußniveau im Mittelgebirge mindestens bis 440 *m* S. H. gereicht hat, so müssen die Flüsse im ältesten Diluvium auch südlich des böhmischen Mittelgebirges und in Mittel- und Westböhmen entsprechend hoch, über 440 *m* S. H., geflossen sein.

Durch die Arbeiten von Rich. Engelmann[1]) und C. v. Purkyně[2]) ist jedoch bekannt geworden, daß die höchst gelegenen altdiluvialen

[1]) Die Terrassen der Moldau-Elbe zwischen Prag u. d. böhm. Mittelgebirge. Inaug.-Diss., Berlin 1911. — Vortrag i. d. Geogr. Ges. Wien, 10. II. 1913. Mitteil. d. Geogr. Gesellschaft, Wien, 56. Bd., 1913, S. 113 u. 114.

[2]) Die Terrassen d. Beraun u. Moldau zwischen Tuschkau bei Pilsen u. Prag. (Čechisch.) Nach einem am 1. XII. 1911 zu Prag gehaltenen Vortrage. Prag 1912.

Flußterrassen in der Umgebung von Pilsen nur 370 *m* und bei Prag sogar nur 270 *m* S. H. erreichen, demnach viel tiefer liegen als die Debliksande. Nach Engelmann steigen die älteren Flußterrassen aus Innerböhmen gegen den Südrand des böhm. Mittelgebirges an und erreichen am Dobraiplateau (auf Blatt Lobositz der Mittelgebirgskarte) südlich des Deblik bereits die Seehöhe von 280—300 *m*.

R. Engelmann versucht das rätselhafte Ansteigen der altdiluvialen Flußterrassen aus dem Moldau-Elbegebiete bis an den Südrand des böhm. Mittelgebirges auf diluviale Hebungen zurückzuführen, die das Mittelgebirge erfaßt hätten. Durch Annahme weiterer örtlicher Hebungen ließe sich dann auch das Auftreten der Debliksande in 440 *m* S. H. erklären. Man brauchte nur eine Hebung des Deblikgebietes um 100 *m* anzunehmen. Allein eine Hebung eines so kleinen Pfropfens von etwa 700 *m* Durchmesser um 100 *m* während des Mittel- oder Jungdiluviums steht mit den geologischen Verhältnissen des Deblikgebietes nicht im Einklange. Auch die Annahme einer Hebung des gesamten Mittelgebirges stößt auf Schwierigkeiten. Mit dem Mittelgebirge müßte nämlich auch das Quadersandsteingebiet im Norden des Mittelgebirges gehoben worden sein. Denn die Südkante der Quadersandsteinplatte, die dem Nordrande des Mittelgebirges zunächst liegt, erreicht heute noch rund 350 *m* S. H. Und im Altdiluvium flossen die Wässer aus dem Mittelgebirge über die Quadersandsteinplatte nach Norden. Die Talrinne der Elbe zwischen Tetschen-Bodenbach und Pirna wurde erst im Mitteldiluvium eingerissen. Die Höhe der Südkante der Quadersandsteinplatte von 350 *m* übersteigt die Lage der alten Flußterrassen bei Prag um 80 *m*. Man kann nicht erwarten, daß zwei bezüglich ihres Untergrundes so ungleiche geologische Gebiete wie das Mittelgebirge und die Quadersandsteinplatte, die überdies durch zahlreiche große Verwerfungen getrennt sind, gleichsinnige Bewegungen zu derselben Zeit ausgeführt hätten.

Es bliebe noch die Annahme, die Debliksande wären durch Winde aus tieferer Lage an ihren heutigen Ort gebracht worden. Aber auch diese Entstehungsart hat wenig Wahrscheinlichkeit. Denn die Sande bestehen aus einem Gemenge von gröberen Quarzkörnern mit sehr feinem Quarzstaub. Letzterer hätte nicht gleichzeitig mit den gröberen Körnern vom Winde abgesetzt werden können. Dann ist die Überschüttung des Deblikberges und seiner benachbarten Hügel mit Sand eine allseitige. Und die Gehänge, an denen der

Sand haftet, sind sehr steil, ihre Neigung gegen die Horizontale beträgt 30—35°. Ein Windtransport hätte die Sande am Deblik einseitig aufgeschüttet, er hätte die steilen Bergflanken blank gefegt und den Sand, nach der Korngröße getrennt, abgesetzt. Aus diesen Gründen wird man doch versuchen müssen, die Debliksande als Flußablagerungen anzusehen und sie dem ältesten Diluvium einzureihen.

Da liegt nun die Vermutung nahe, daß die von R. Engelmann miteinander verglichenen Ablagerungen nicht das gleiche Alter besitzen, daß vielmehr die hoch gelegenen Anschwemmungen im böhmischen Mittelgebirge, die Debliksande, die Ablagerungen bei Dubitz und Schima auf Blatt Salesel in 330—340 *m*, bei Kojeditz auf Blatt Großpriesen in 330 *m*, auf der Dobrai in 280—300 *m* (Blatt Lobositz) älter sind als die höchst gelegenen Ablagerungen im Moldau-Elbegebiete südlich des Mittelgebirges, die von R. Engelmann als „A-Terrasse“ bezeichnet wurden. Am Ausgang der Tertiärzeit lag die Landoberfläche Mittelböhmens wesentlich höher als im späteren Diluvium. Über dem paläozoischen Rumpfgebiete Mittelböhmens lagerten noch Kreide- und mitteloligozäne Sedimente. Die Flußtäler des Altdiluviums waren in Mittelböhmen noch in die Kreide- und tertiären Ablagerungen eingeschnitten. Und die tertiäre Bedeckung und ein Teil der Kreideschichten mußten erst abgetragen werden, bevor jene Flußrinnen und Terrassen entstehen konnten, die uns von R. Engelmann, C. v. Purkyně, R. Kettner und R. Sokol beschrieben worden sind. Die altdiluvialen hoch gelegenen Ablagerungen im böhmischen Mittelgebirge entstanden während des Abtrages des Oligozäns in Mittelböhmen, als der alte Elbefluß im Norden des Mittelgebirges in Höhen über 350 *m*, bei Qualen und am Steinhübel bei Salesel in der Mitte des Mittelgebirges in Höhen von 360—380 *m* floß. Zu dieser Zeit reichte die Landoberfläche bei Prag wohl bis nahezu 400 *m* und bei Pilsen in Westböhmen bis 430 *m* S. H. Zu den Debliksanden über 380 *m* und allen alten Flußablagerungen, die im Mittelgebirge höher als 260—270 *m* lagern, scheinen sich in Mittelböhmen keine gleichalterigen, zum Vergleiche geeigneten Terrassen mehr vorzufinden.

Die Debliksande besitzen ferner eine sehr einfache Zusammensetzung. Sie bestehen fast nur aus Quarzkörnern; Beimengungen von Granit-, Gneis- und den bezeichnenden Kieselschiefergeschieben aus

Mittelböhmen fehlen ihnen. Sande von dieser Zusammensetzung können sich nur herleiten von abgetragenen tertiären, kretazischen oder höchstens permo-karbonischen Sandsteinen und Sanden, deren Abtrag in einer solchen Höhe von statten ging, daß die tiefer gelegenen, älteren paläozoischen Schiefer- und Intrusivgesteine nicht erfaßt wurden. Je tiefer die Erosion in der Folge der Diluvialzeiten eingriff, desto mannigfaltigere Gesteine wurden von ihr erreicht; je jünger die Diluvialablagerung, desto bunter ist ihre Mischung aus den verschiedensten Gesteinen, hingegen je älter, desto einfacher.

Beschreibung der einzelnen Diluvialablagerungen.

I. Sande am Deblik über 340 *m* S. H. [dd].

Wenn man vom Sattel zwischen dem Deblik- und dem Trabitzeberge von 300 *m* S. H. an auf der Südostseite des Deblik ansteigt, so findet man die steilen, mit 30—35° gegen die Horizontale geneigten Bergflanken mit einem braungrauen Sande bedeckt, der fast bis zum Gipfel des Berges (456 *m*) reicht. Der gleiche Sand bedeckt die Süd- und die Nordseite des Berges. Besonders gut ist er durch Wasserrisse bei 360—380 *m* am Wege auf der Südostseite (südlich des Buchstaben „B" des Namens „Deblik-B" auf der Karte) aufgeschlossen.

Die Sande am Deblik gehören noch zum „Grobsand". Sie bestehen vorzugsweise aus Körnern von Quarz, die 0·5—1·0 *mm*, seltener 1·5 *mm* Durchmesser oder darüber besitzen. Nur ganz vereinzelt sind Basaltbröckchen beigemengt. Körner zumeist abgerundet; eine kleine Menge nur zeigt scharfe Kanten. Sehr auffallend ist, daß alle Körner umhüllt sind von feinem Staub, dessen Menge auf 1—2% des Gesamtsandes geschätzt werden kann. Der Staub besteht vorwiegend aus abgerundeten und scharfkantigen Quarzkörnchen von 0·1—0·03 *mm* Größe und aus geringen Mengen beigemischter Ton- und Humusteilchen von 0·05 bis herab zu 0·001 *mm* Korngröße. Diese Beschreibung bezieht sich namentlich auf die Sande der Südostseite des Deblik von 360 *m* und 430 *m* S. H.

Auch zwischen den Hügeln, die die Spitze des Deblikberges unmittelbar umgeben, hat sich der gleiche Sand erhalten. Auf der Nordseite des Berges kann man den Sand ununterbrochen nach abwärts verfolgen bis zum Übergange in den Hochterrassensand, wie auf der Südseite.

2. Ältere Flußablagerungen (Hochterrasse) [dh].

Altdiluviale Ablagerungen finden sich zunächst auf dem Plateau westlich der Elbe, und zwar am Westabhang des Mindelberges östlich von Dubitz in 340 *m* S. H. und nordwestlich Schima in 330 *m* S. H. In einem tieferen Niveau liegen ältere Diluvialanschwemmungen bei 210 *m* S. H. westlich der Pelikenmühle nahe dem Westrande des Blattes. Rechts der Elbe lagern Anschwemmungen altdiluvialen Alters nördlich Rzepnitz von 210 *m* S. H. aufwärts, südlich vom Deblik, am Sattel zwischen dem Deblik- und dem Trabitzeberge, ferner rings um den Deblikberg von 340 *m* abwärts bis zu 210 *m* S. H. Im engen Elbtale von Sebusein abwärts wurden keine älteren diluvialen Flußanschwemmungen beobachtet.

Die genannten Ablagerungen zeigen Verschiedenheiten. Östlich von Dubitz am Rande des Mindelbergwaldes ist bei 340 *m* S. H. durch zwei Gruben ein brauner, mittelkörniger Sand aufgeschlossen, dessen Körner ungleiche Korngröße (1—2 *mm*) besitzen und überwiegend aus Quarz bestehen. Nur vereinzelt beobachtet man lichte Glimmerblättchen und Basaltbröckchen. Die Quarzkörner erscheinen braun und fettglänzend, offenbar infolge eines äußerst dünnen Überzuges von Eisenoxydhydrat. Stellenweise gewahrt man auf Quarzkörnern und benachbarten Glimmerblättchen schwarze Flecke, die wohl von einem manganhaltigen Niederschlag herrühren. Größere Quarzgeschiebe fehlen den durch die Gruben erschlossenen Ablagerungen, nur auf den Feldern östlich Dubitz wurden ganz vereinzelte Quarzgeschiebe aufgefunden, eines davon war 3 × 7 *cm* groß.

Nordwestlich des Dorfes Schima ist eine weitere Ablagerung bei 330 *m* S. H. durch eine Grube etwa 3 *m* tief aufgeschlossen. Sie ruht auf untermiozänem Braunkohlenletten. Zu oberst lagert eine Schicht von bis faustgroßen Basaltgeschieben, in Lehm verpackt, die sich nach unten wellenförmig abgrenzt und stellenweise 1·5 mächtig wird. Darunter folgen abwechselnd Lagen von feinem, hellbraunem und gröberem, dunkelbraunem Sande. Namentlich die gröberen Sande zeigen nicht selten Schrägschichtung. Im übrigen zeigt die Ablagerung normale Schichtung.

Unter den Gemengteilen überwiegt Quarz, in den gröberen, dunkler gefärbten Sanden treten erbsen- bis nußgroße, abgerundete

Geschiebe von Basalten und Tephriten auf. Gesteine weiterer Herkunft, Granite, Gneise und mittelböhmische Kieselschiefer fehlen.

Ganz anders und viel mannigfaltiger zusammengesetzt sind die tiefer, bei 210 *m* S. H., gelegenen Anschwemmungen westlich der Pelikenmühle. In der 3 *m* tief aufgeschlossenen Grube bemerkt man schwachlehmige Sandlagen wechsellagernd mit Schotter, der aus erbsen- bis faustgroßen, seltener kopfgroßen Geschieben besteht. Am häufigsten ist Basalt und Quarz vertreten, seltener Gneis, Quarzporphyr, Erdbrandgesteine, Phonolith und eisenschüssiger Sandstein. Man kann hier, bei der in einer Zeit der tiefer greifenden Erosion erfolgten Ablagerung sofort Zufuhr von Gesteinen aus benachbarten Gebieten durch die alte Biela feststellen.

Die altdiluvialen Ablagerungen rechts der Elbe, nördlich Rzepnitz, am Sattel zwischen dem Deblik- und dem Trabitzeberge, am Ost-, Nord- und Westhange des Deblik sind gleichartig und durchwegs vornehmlich aus Quarzsanden zusammengesetzt. Am Nordabhang des Deblik sind sie durch eine Sandgrube bei 250 *m* S. H. bis 5 *m*, am Nordostabhang bei 230 *m* S. H. durch eine große Grube bis 10 *m* tief aufgeschlossen. Die Sande der Grube zeigen Schichtung: Streichen O—W; Fallen N—NON.

Vom Südfuße des Deblik angefangen über den 300 *m* hohen Sattel südöstlich dieses Berges bis zu den Sandgruben am Nordost- und Nordhange und zu den Ablagerungen am Westfuß bestehen diese Anschwemmungen durchwegs fast ausschließlich aus abgerundeten, farblosen oder weißen trüben, auch roten Quarzkörnern, meist 1 *mm* messend, seltener 2·5 *mm* und 3 *mm* erreichend. Hie und da leuchtet ein helles Glimmerblättchen auf, ab und zu bemerkt man ein Feldspatkorn oder ein schwarzes Basaltstückchen. Zwischen die Quarzkörner ist feines Quarzmehl in ganz geringer Menge (wie bei den Debliksanden) eingelagert.

3. Jüngere Flußanschwemmungen (Mittelterrasse) [dm].

Als jüngere Flußanschwemmungen (Mittelterrasse) sind alle Ablagerungen zusammengefaßt worden, die erst nach dem Einreißen des Elbe- und Bielatales zustande gekommen sind und die sich erst in der eingesägten Talrinne von 210 *m* S. H. abwärts bis zur tiefsten Talsohle abgesetzt haben. Sie reichen 75 *m* über den Elbspiegel

empor. Von den jüngsten Diluvialanschwemmungen der Niederterrasse heben sie sich in der Regel durch eine Bodenschwelle ab.

Ablagerungen der Mittelterrasse begleiten den Lauf der Elbe am rechten Ufer in breiter Zone von der Südgrenze des Blattes an bis Sebusein. Gegenüber von Salesel treten sie bei der Badeanstalt bis an das Flußbett heran und bilden hier das Steilufer der Elbe. Auch im engen Teile des Elbtales nördlich Sebusein treten sie an mehreren Stellen, namentlich an der Nordgrenze des Blattes zutage.

Alle diese Anschwemmungen bestehen aus dunkelbraunem, kratzigen, mittelkörnigen Quarzsande mit reichlich beigemengten erbsen- bis nußgroßen Geschieben von Quarz und Basalt.

Im Bielatale treten gleichfalls Mittelterrassenablagerungen auf: südwestlich bei Staditz von 195 bis 155 *m* S. H. und bei 155 bis 160 *m* S. H. nordöstlich von Staditz. Östlich vom Staditzer Jägerhause sind sie 6 *m* tief aufgeschlossen.

In der Hauptsache bestehen sie auch aus Sanden von durchschnittlich 0·6 *mm* Korngröße. Ihre Zusammensetzung ist jedoch bunter als die der Hochterrassensande. Runde Quarzkörner überwiegen, helle Glimmerblättchen sind häufig, Augitsplitter nicht selten beigemengt. Schrägschichtung ist oft vorhanden. Selten treten in den Sanden Schmitzen auf mit größeren, bis haselnußgroßen Geschieben, die auch zumeist aus Quarz (Milchquarz) bestehen, zurücktretend findet man darin Quarzporphyr, Gneis, Granit, Basalte und verhältnismäßig viel rote Kohlenbrandgesteine vertreten. Nordöstlich von Staditz sind Mittelterrassenablagerungen 4 *m* tief aufgeschlossen. Sie bestehen daselbst aus großen Basaltblöcken, bis 0·25 m^3 groß, kleinen, bis 4 *cm* langen Geschieben von Granit, verschiedenen Gneisarten, Turmalinschiefer, schwarzem Kieselschiefer, Tephriten und Erdbrandgesteinen; alles das ist gepackt in braunen, sandigen Lehm. Im oberen Teile des Aufschlusses finden sich zwischen den Geröllagen schwache Lagen von lehmigem Sand.

Nordwestlich von Zirkowitz läßt sich in den Mittelterrassen-Ablagerungen bei 182 *m* S. H. eine Terrainstufe erkennen, durch die eine Zweiteilung der gesamten Ablagerungen herbeigeführt wird, in eine untere, von 150 bis 182 *m* S. H. und eine obere, von 182 bis 210 *m* S. H. reichende Stufe. Im Material der beiden Unterabteilungen ist kein Unterschied wahrzunehmen.

4. Jüngste Flußablagerungen (Niederterrasse) [dn].

Ablagerungen dieser Art umsäumen den Lauf der Elbe vom Elbspiegel aufwärts bis 150 *m* S. H., etwa 15 *m* über dem Flußspiegel. Sie bestehen durchwegs aus graubraunen, mittel- bis feinkörnigen, glimmerreichen Quarzsanden.

b) Äolische Bildungen.

Zahlreiche Mulden auf den plateauartigen Erhebungen des Gebietes, die flachen Gehänge der Bachtäler, besonders die linksseitigen Flanken des Elbtales und des Bielatales sind mit einem Lehm bedeckt, für den das Ursprungsmaterial durch Winde zugeführt worden ist. Der ursprünglich in Form von Löß namentlich im Windschatten abgesetzte feine Staub und Sand erfuhr später eine Umlagerung durch die Niederschlagswässer, so daß heute nur festgepackter, grobgeschichteter Lößlehm an den genannten Orten anzutreffen ist. Der hellbräunlichgelbe Lößlehm unterscheidet sich allenthalben scharf vom braunen Verwitterungslehme der Basalte, Tuffe und Tephrite.

Die Ablagerungen von Lößlehm erreichen bedeutende Mächtigkeiten: nordöstl. von Zahors bei 390 *m* S. H. 8 *m*, östl. vom Scheinberge am Mühlbache bei 200 *m* S. H. 12—15 *m*, im Dorfe Salesel stellenweise sogar 20 *m*.

Mergelkonkretionen sind, wenn auch nicht zahlreich und nur von geringer Größe, so doch allenthalben vorhanden.

Wegen seiner Entstehungsweise ist der Lößlehm an keine bestimmte Höhenlage und auch an keine bestimmte Unterlage gebunden. Sein Ursprungsmaterial wird wohl ehedem, in jungdiluvialer Zeit, sich über das ganze Gebiet ausgebreitet haben, wurde aber in der Folge in die Mulden und Talniederungen abgeschwemmt. Die von Lößlehm bedeckten Gebiete haben seit ihrer Bedeckung keinerlei Abtrag erlitten. Lößlehm kann auf allen diluvialen Flußanschwemmungen auflagern.

Über den Mittelterrassenablagerungen in der Umgebung des Forsthauses südwestl. Staditz lagert 1 bis 3 *m* mächtiger Sandlöß, der vorzugsweise aus 0·02—0·03 *mm*, seltener 0·3—0·4 *mm* großen Quarzkörnchen besteht, denen nur wenig Tonteilchen beigemengt sind.

Der Nordabhang des Kletschenberges ist von 450 *m* bis 460 *m* S. H. bedeckt mit einem sehr hellgrauen, fast weißen Quarzstaube, der in Farbe und Feinheit des Korns an Kaolin erinnert.

Westlich von Salesel, zum Teil auch im Dorfe Salesel selbst, ruht über dem oligozänen Sande ein gelber Letten von 1 *m* bis 10 *m* Mächtigkeit; darüber lagern dicht gepackte, in der Regel von weißen Karbonaten überkrustete Basaltblöcke, kopfgroß bis 0·25 m^3 messend, zwischen den Blöcken als Packungsmaterial brauner sandiger Lehm. Wo die Basaltblöcke entfernt worden sind, teils um Kulturland zu gewinnen, teils um die Basaltblöcke technisch zu verwerten, bleibt ein sandiger Lehm zurück.

Die Gebilde äolischen Ursprungs zeigen demnach im Kartengebiete große Mannigfaltigkeit.

IV. Alluvionen [a].

Die Elbe, Biela und alle zufließenden Bäche haben ihr heutiges Rinnsal bis zu ihren Hochflutmarken ausgefüllt mit Anschwemmungen verschiedener Art, die an manchen Orten heute noch wachsen, an anderen aber weggetragen werden.

In den obersten Talmulden am Ursprung der Bäche bestehen die jüngsten, heute sich noch verändernden alluvialen Ablagerungen aus sandigen Lehmen oder lehmigen Sanden; im weiteren Laufe der Bäche mengen sich den Sanden oft Geschiebe oder verschieden große Blöcke, Trümmer der benachbarten Gesteinskörper, bei.

Entlang der Elbe bestehen die Alluvionen im Hochflutgebiete aus feinem, oft glimmerführenden Schlamme, näher dem Stromstriche aus fein- bis mittelkörnigen Sanden. Im Gebiete des Normalwassers mischen sich den Sanden erbsen- bis nußgroße Geschiebe und verschieden große Blöcke bei, die aus Gesteinen vom ganzen Flußgebiete der Elbe bestehen können.

Schutthalden. Zu den Alluvialgebilden gehören auch die mehr oder weniger ausgedehnten Anhäufungen von Gesteinsblöcken, die sich neben oder am Fuße von größeren Gesteinskörpern vorfinden. So sind die Flanken und der Gipfel des Kletschenberges von einem großen, zusammenhängenden Blockmeere bedeckt. Wer den Gipfel dieses Berges besteigen will, muß über die schwankenden Phonolithblöcke klettern. Schutthalden von Basaltblöcken finden sich beispielsweise auf der Ostseite des Kubatschkaberges von 420 *m* bis herab zu 400 und 390 *m* S. H., dann zahlreich im engeren Elbtale von Salesel abwärts östl. Qualen bei 330—300 *m* S. H., nordöstl. Qualen

von 270 *m* abwärts, nordöstl. vom Staudenberge von 540 *m* herab bis 470 *m*, südl. und nördl. vom Jungfernsprung, nördlich von Michelmotzenswand von 300 *m* bis 270 *m*. Besonders große und weithin sichtbare Schutthalden bedecken die Gehänge der Teufelsstube am rechten Elbufer südl. Birnai. Auch von der Mache reichen Schutthalden herab bis 375 *m*, ebenso vom Faulen Berge östl. Sebusein und vom Nordhange des Trabitzeberges.

Rutschungen. Zu den geologischen Vorgängen, die sich heute noch abspielen, gehören die größeren Erdbewegungen, die auf wasserundurchlässiger Unterlage stattfinden, wobei aufgeweichte Erd- und Gesteinsmassen auf geneigter Fläche nach abwärts gleiten, mannigfach zerreißen und an anderen Orten sich wulstig zusammmenschieben. Die größte Rutschung im Kartengebiete bewegt sich im Kreide-Mergel nordwestl. von Salesel von 300 *m* bis 240 *m* S. H. abwärts. Auf den wasserundurchlässigen Mergeln staut sich das Wasser, in niederschlagreichen Jahren saugen sich die oberflächlichen Verwitterungsletten über dem Mergel mit Wasser an, sie werden z. T. breiigschmierig und rutschen dann bergab. Östl. Qualen rutschen Teile der Gehänge auf beiden Seiten des Lischkengrabens gelegentlich nach abwärts. Rutschungen finden dann noch statt auf der Nordseite des Staudenberges von 480 *m* bis 450 *m* S. H., an der k. k. Nordwestbahn bei Kil. 425·4 zwischen Sebusein und Birnai, in beiden Fällen über Tuffit, dann auf der Nordseite des Trabitzeberges u. a. a. O.

Auf ältere Rutschungen auf der Ostseite des Kubatschkaberges ist das Plateau bei 370 *m* S. H. westlich Praskowitz zurückzuführen, ebenso sind die drei Terrain-Stufen bei 280 *m*, bei 260 *m* und bei 230 *m* S. H. östlich des Dubitzer Kirchels durch verschiedene Absenkungen zustande gekommen. — Zu den alluvialen Vorgängen ist auch der große Bergsturz am Schieferberge im Elbtale bei Salesel zu zählen, durch den größere Massen von Sodalithtephrit aus 250 *m* Höhe bis zum Elbspiegel herab gebracht wurden.

Technische und bodenkundliche Bemerkungen.

Am wertvollsten unter allen mineralischen Erzeugnissen des Kartengebietes erscheint gegenwärtig der weiße „Kaolinsand“, der westlich und südlich von Salesel sowie südlich Sebusein und am Sattel zwischen dem Deblik- und dem Trabitzeberge vorkommt.

Nur westlich Salesel wird er ausgebeutet. Näheres über die Kaolinsande ist auf S. 88 und 89 angeführt.

Das zwischen basaltischen Tuffen und Letten eingeschlossene kleine Lignitflöz westlich Radzein und das Braunkohlenflöz in der Paschkopole haben sich als nicht abbauwürdig erwiesen.

Tuffite des Gebietes könnten möglicherweise als Rohstoff für Erzeugung einer roten Mineralfarbe Verwendung finden. Der in den Tuffiten vorhandene Gehalt an Aluminiumhydroxyd ist zu niedrig, er beträgt kaum 20% an $Al_2O_3 . 3H_2O$, als daß eine technische Gewinnung einer Aluminiumverbindung darauf gegründet werden könnte.

Als Bruchsteine sind besonders die plattig sich ablösenden Eruptivgesteine gut verwendbar. Nur spielt bei der Verwertung die günstige Beförderungsmöglichkeit eine große Rolle, da manche der sonst gut verwendbaren Gesteinskörper mit Steinbrüchen ganz abseits von Verkehrswegen liegen.

Zu Straßenschotter werden viele Basalte zerschlägelt, so der Leuzitbasalt im Norden und Südosten des Großen Debusberges, der Alkalibasalt südlich und südwestl. vom Deblikberge u. a. a. O.

Die oligozänen Sande werden als Mörtelsande verwendet. Bemerkenswert erscheint, daß der schlackige Feldspatbasalt beim Dorfe Qualen, dann der leuzitführende Feldspatbasalt nordwestl. von Habrowan und der Basalt südlich des Fichtenberges bei der Verwitterung zu einem grobkörnigen Sande zerfallen, der unter der Bezeichnung „Kies“ gleichfalls zur Mörtelbereitung Verwendung findet. Zur Gewinnung dieser „Mörtelsande“ werden in die angewitterten Basaltkörper offene Gruben gegraben. Auch die diluvialen Sande werden an vielen Orten als Bausand, die gröberen Geschiebe als Wegbestreuung benützt.

Nur an wenigen Orten erhält der oligozäne Sand festere Bindung, so daß er als weicher Sandstein ausgenützt werden kann. Das ist der Fall bei Birnai und südöstl. von Sebusein.

Gegenwärtig sind die harten und festen kieseligen Sandsteine, die unweit Sign. 364 *m* südöstl. des Trabitzeberges, aber auch nordöstl. und nördlich dieses Berges vorkommen, zur Herstellung von Pflastersteinen sehr gesucht. Diese kieseligen Sandsteine würden sich auch als feuerfestes Material zur Herstellung von Dinassteinen verwenden lassen.

Sehr gut als Bausteine sind die feinkörnigen Sandsteine („sandige Pläner") der oberen Kreideformation verwendbar, die südöstl. von Rzepnitz am Südrande der Karte durch Steinbrüche erschlossen sind.

Wasserführung. Die diluvialen und alluvialen Ablagerungen im Elbe- und Bielatale, häufig auch die der kleineren Bachtäler sind wasserdurchlässig. Von der Elbe aus dringt Wasser ein, auch von den Talgehängen sinkt Wasser zu, so daß in den sandigen Ablagerungen der genannten Täler allenthalben Grundwasser vorhanden ist, dessen Spiegel etwas höher steht als der jeweilige Wasserspiegel der Elbe. Mit der Entfernung von der Elbe steigt der Grundwasserspiegel an.

Außer diesem praktisch vielfach verwertbaren Wasservorrate kann man im Kartengebiete auf Wasseransammlungen und Wasseraustritt rechnen über den Oberflächen der wasserundurchlässigen Schichtenverbindungen. Diese sind als Quellflächen bekannt. Als solche treten in Wirksamkeit: **1.** Die Oberflächen der Kreidemergel. Über diesen treten Quellen aus bei 240 *m* S. H. westlich Praskowitz, bei 265 *m* östlich des Gr. Debus, bei 310 *m* S. H. südlich dieses Berges und bei 350 *m* S. H. südsüdöstlich des Kl. Debus. **2.** Die Oberfläche von lettigem Sande des Oligozän liefert die der Stadt Aussig gehörende Stankaquelle bei 200 *m* S. H. am Niederndorfer Wege. **3.** Über Tuffiten treten nachfolgende Quellen aus: Auf der Nordseite des Staudenbergrückens die Kohlwandquelle bei 450 *m* S. H., eine Quelle bei 445 *m* S. H. südöstlich von Michelmotzenswand, südöstlich von Steben bei 400 *m* S. H., am Dorfplatze in Radzein zahlreiche Quellen bei 280 *m* S. H. und eine Quelle nordwestl. dieses Dorfes. **4.** Aus oder über Basalttuffen treten zahlreiche Quellen hervor. Auffallend sind besonders die Quellen an den Gehängen des Kletschenberges, die in großen Höhen, auf der Nordostseite bei 560 *m* S. H., auf der Ostseite des Berges bei 575 *m* S. H. aus dem Basalttuff unter der Phonolithkappe des Gipfels hervortreten. Dann treten aus Tuffen folgende Quellen aus: Nordöstlich von Schima bei 300 *m* S. H.; nördlich Qualen in 420 *m* S. H., versorgt das Dorf Qualen mit Wasser; südlich von Qualen bei 290 *m* S. H., von alten Nußbäumen überschattet; nördl. des Weges von Salesel nach Qualen bei 235 *m* S. H., liefert Wasser für Salesel; bei der „Großen Fichte" nördl. des Mindelberges am Fußwege von Salesel nach Dubitz bei 290 *m* S. H.; bei 450 *m* S. H. am Südostabhange des Staudenberges; bei 340 *m* S. H. nördlich des

Staudenberges; bei 470 *m* S. H. auf der Ostseite des genannten Berges; bei 340 *m* S. H. knapp am Nordrande der Karte, für das Dorf Wannow (auf Blatt Aussig) gefaßt; bei 380 *m* S. H. südöstlich von Michelmotzenswand und bei 240 *m* südöstlich Zirkowitz am Westabhang des Deblikberges. **5.** Auch die Oberflächen von Tephrit- und Basaltdecken können zu wassersammelnden Quellflächen werden. Beispiele hiefür sind die Barbaraquelle, die südwestl. des Dubitzer Kirchels bei 300 *m* S. H. über Sodalithtephrit entspringt, der „Hirtenbrunnen", der bei 390 *m* S. H. südlich der Eisenbahnstation Radzein über einer Basaltdecke hervortritt und die Quelle nordöstlich Suchei am Fußwege von Suchei nach Steben bei 380 *m* S. H.

Bodenverhältnisse. Das von 140 *m* im Elbtale bis zu 705 *m* S. H. ansteigende Gebiet umfaßt sehr verschiedenartige Gesteinsunterlagen, aus denen die mannigfaltigsten Bodenarten hervorgehen. Dazu tritt noch an vielen Orten eine mehr weniger dichte Bestreuung einer urständigen Bodenart mit fremden Gesteinsblöcken oder Gesteinsresten, wodurch eine Mischung von Bodeneigenschaften erzielt wird. Für die Art und den Grad der Bodennutzung sind dann noch die Verschiedenheiten in der Höhenlage, der Neigung gegen die Horizontale und gegen den Sonnenstand maßgebend.

Die hochgelegenen, ferner die steil gegen die Horizontale geneigten Flächen und die schattenreichen nach Norden gerichteten Gehänge sind durchwegs bewaldet, gleichgiltig aus welcher Bodenart sich der Grund aufbaut. Die ebenen Ländereien und die weniger als 8—10^0 gegen die Horizontale geneigten Flächen, wie die nach Süden gerichteten Gehänge stehen unter dem Pfluge oder der Hacke. Im Elbtale, besonders in der Umgebung von Praskowitz, Salesel und Sebusein sind selbst die steilen, sonnigen, von den verschiedensten Bodenarten bedeckten Gehänge in Kultur genommen; durch Terrassenbau ist es möglich geworden, auch an recht steilen Gehängen Gartenland zu gewinnen, auf welchem die Weinrebe, Aprikosen, Pfirsiche, Erdbeeren, Stachel- und Johannesbeeren und andere Obstarten sowie auch verschiedenerlei Gemüse vorzüglich gedeihen, weil die gegen Nord- und Westwinde geschützte Lage die günstigsten klimatischen Verhältnisse bedingt. Nicht mit Unrecht wird deshalb Salesel das „böhmische Meran" genannt.

Schwere Tonböden ergeben die Tonmergel der oberen Kreide und die oligozänen und miozänen Letten. Doch sind sowohl westlich

und nördlich Praskowitz, als auch nördlich und östlich Rzepnitz die Tonmergel reichlich mit Basaltblöcken und mit Quarzsand überstreut, so daß die Tonböden dieser Gegenden milder sind und weit bessere Qualitäten besitzen als an anderen Orten des böhm. Mittelgebirges. Schwere Tonböden finden sich über Tonmergel und Oligozänletten im Südostwinkel des Blattes, am Nordfuß des Kletschenberges, westlich Schima, westlich Habrowan und südöstlich des Kl. Schänkerberges. Auch die roten Böden über den verschiedenen Tuffitlagen östlich und südlich Radzein, westlich Morwan und südlich Steben zeigen die schlechten Eigenschaften schwerer, zäher und kalter Böden.

Alle Sande des Tertiärs geben einem leichten, trockenen, aber nährstoffarmen Boden Entstehung. Die diluvialen Sande liefern einen physikalisch gleichen Boden, der jedoch an Pflanzennährstoffen reicher ist als der Boden der tertiären Sande.

Die Basaltdecken, namentlich ihre schlackig entwickelte Oberflächenfazies geben wie die Basalttuffe und alle Tephrite dunkel gefärbte, warme Lehmböden, die über den Tuffen in der Regel recht tiefgründig sind. Den basaltischen Lehmböden sind fast durchwegs Quarzsandkörner beigemengt, die durch Winde zugeführt wurden. Durch sie wird die Neigung mancher Basaltböden zur Strenge wesentlich gemildert.

Den besten, milden und tiefgründigen, kalkreichen Boden findet man über dem Lößlehm, den mit Lößlehm bedeckten Basalttuffen und Diluvialsanden. Solche häufig auch mit Basaltblöcken untermischte Böden, die man namentlich bei Salesel und dessen Umgebung findet, lohnen reichlich den Terrassenbau an den Talgehängen, der das Ergebnis der Arbeit eines Jahrhunderts ist und nur durch andauernden Fleiß der Bewohner erreicht wurde.

Mineralvorkommen.

Das Gebiet von Salesel enthält mehrere ausgezeichnete Mineralfundorte, die durch die große Zahl der auftretenden Mineralgattungen und durch die Schönheit der anbrechenden Mineralstufen seit langem bekannt sind. Salesel a. d. Elbe und Schima, um nur zwei Orte zu nennen, sind in der mineralogischen Literatur viel genannte Mineralfundorte. In nachfolgendem soll das Wichtigste, das über die Minerale des Kartengebietes bekannt geworden ist, zusammengefaßt werden.

Analzim. Häufig in Blasenräumen (auch in mikroskopisch kleinen) der Feldspatbasalte und der Sodalithtephrite als älteste Zeolithbildung), z. B. im Alkalibasalt des Straßeneinschnitts östlich Morwan bei 300 *m* und nordöstlich Steben bei 420 *m* S. H. — Farblose oder rosenrote, bis 5 *mm* große Einzelkrystalle (211) oder krustenförmige Anhäufungen in Blasenräumen des Sodalithtephrits am Schieferberge bei Salesel, bisweilen allein auf den Wänden des Blasenraums oder in Gesellschaft von 1. Calcit, 2. Analzim, 3. Natrolith und Mesolith, 4. Thomsonit, 5. Phillipsit, 6. Gismondin und 7. Calcit, in der vorstehenden Reihenfolge gebildet. Aber auch unzweifelhafte: 1. Analzim, 2. Phillipsit und 3. Analzim. — Größere Krystalle auch im Alkalibasalte am Morwaner Bache westlich Salesel.

Als mikroskopisch erkennbarer, primärer Gesteinsgemengteil in den Phonolithen des Kleinen Debus, Großen und Kleinen Schänkerberges, des Horaberges und des Kirchberges bei Sign. 312 *m* westlich des Trabitzeberges. (Siehe S. 84 und 88.)

Apophyllit. In einem 3 *dm* langen, sonst mit Natrolithnadeln erfüllten Blasenraume aus dem Sodalithtephrit des Schieferbergs bei Salesel Apophyllitkrystalle mit (110), (100) und (001). Bis 6 *mm* lang in der Richtung der c-Achse. Auf den Natrolithnadeln sitzend, z. T. von ihnen durchspießt. Aussiger Museum (F. Cornu, Tschermaks Min. u. petr. Mitt., XXIII, 1904, S. 219). — In Blasenräumen des Sodalithtephrits vom Alten Berge bei Radzein, begleitet von nachstehenden, in der Reihenfolge ihrer Bildung angeführten Mineralen: 1. Hyalith, 2. Apophyllit, 3. Thomsonit, 4. Phillipsit, 5. Zeophyllit, 6. Hyalith (sekundär). Am gleichen Orte auch als selbständige Ausfüllung der Blasenräume in viererlei Formentwicklung, beschrieben von F. Cornu (Tschermaks Min. u. petr. Mitteil., XXIV, 1905, S. 129): **1.** Tafelig nach der Endfläche, bis 6 *mm* breite Krystalle, außer c = (001) die von krummen Flächen begrenzte Pyramide p = (111) und das Prisma a = (100). **2.** Tafelig nach der Endfläche, mit den gleichen Flächen wie der erste Typus, nur tritt die Fläche a stark zurück oder sie fehlt ganz. **3.** Prismatische, bis 8 *mm* große Krystalle, die drei erwähnten Flächen ungefähr im Gleichgewicht. **4.** Sehr kleine, spitzpyramidale, nur von Pyramide und Prisma begrenzte, meist albinisierte Krystalle. Optisch anomal, zweiachsig mit ziemlich großem Achsenwinkel. Doppelbrechung negativ. Chromocyklit. — Erwähnenswert erscheint noch das von F. Cornu (Zentralbl. f.

Min., Geol. u. Pal., 1907, S. 242) beschriebene Vorkommen von makroskopisch erkennbarem Apophyllit in faustgroßen Quarzeinschlüssen des Sodalithtephrits vom Schieferberge bei Salesel. Apophyllit erfüllt alle Lücken und Räume, die durch Korrosion der Quarzkörner seitens des tephritischen Magmas entstanden sind. An Stelle der aufgelösten Quarzsubstanz ist Apophyllit getreten.

Aragonit findet sich in Blasenräumen des Sodalithtephrit vom Schieferberge bei Salesel in Form radialfaseriger Aggregate von schwach violetter oder gelblicher Färbung. Dann tritt A. gangförmig auf in Basalttuffen, Schlackenbasalten und Leuzitbasaniten. Besonders hervorzuheben sind die Vorkommen im Basalttuff bei 200 *m* S. H. südlich Staditz am Wege nach Suchei und bei 350 *m* S. H. östlich Schima am Wege nach Praskowitz. Der Aragonit löst sich an beiden Orten aus den Tuffen in plattenförmigen Stücken heraus, die beiderseits von gleichlaufenden Flächen begrenzt sind und am erstgenannten Orte bis 4 *cm*, am zweiten bis 2 *cm* mächtig werden. Der Querschnitt der Platten zeigt einen Aufbau aus dünnen, farblosen Stengeln, die bestrebt sind, sich radialstrahlig von einer im Innern der Platte parallel zu den Begrenzungsflächen verlaufenden Fläche nach beiden Seiten hin anzuordnen. Dabei drängen sich die Stengel enge zusammen in solche Lagen, daß die äußeren Fasern auf den Begrenzungsflächen der Platten fast senkrecht stehen. Die Längsrichtung der Fasern entspricht der krystallographischen c-Achse; in dieser Richtung liegt der kleinste Brechungsexponent α.

Man gewinnt den Eindruck, als wären die Aragonitstengel von einer ursprünglich ganz engen Kluft aus nach beiden Seiten hin gewachsen unter allmählicher Erweiterung des Spaltenraumes. Die Zufuhr von $CaCO_3$ erfolgte entlang den Kluftflächen. Diese streichen östlich von Schima in der gleichen Richtung wie die Schichten des umgebenden Basalttuffs, verflächen auch wie diese. Größere Basaltbomben, die den Aragonitadern im Wege stehen, werden von ihnen glatt durchsetzt. Die Aragonitadern setzen aus den Tuffen nicht in benachbarte Gesteinskörper fort, sie erfüllen keine aufsteigenden Spalten und sind deshalb nur als örtliche Bildungen anzusehen.

Im Basalttuff bei 310 *m* südlich von Qualen sind unregelmäßig nach verschiedenen Richtungen verlaufende, sich auskeilende Adern von sekundär entstandenen Karbonaten vorhanden, die zum größeren Teile aus Calcit, zum kleineren aus stengeligem Aragonit bestehen.

Augit, basaltischer, als älterer Ausscheidling in vielen Basalten und Leuzitbasaniten. Auch in Basalttuffen. Bei Verwitterung der einschließenden Gesteine lösen sich die Augite als lose Krystalle heraus. Z. B. bei 300 *m* S. H. nordöstlich Qualen, am Wege auf der Südwestseite des Kubatschkaberges bei 460 *m* S. H., an beiden Orten aus Tuff; aus verwittertem Leuzitbasanit östlich vom Friedhofe bei Schima, Sign. 346 *m*, und weiter östlich am Wege von Schima nach Praskowitz. Die Krystalle von Schima messen in der Richtung der c-Achse 2—16 *mm* und zeigen die Formen m = (110), a = (100), s = $(11\bar{1})$ und b = (010). Die Flächen von a sind stark entwickelt. Zwillinge nach (100) sind häufig, mit relativer Verkürzung der a-Achse und Verlängerung nach der c-Achse. — Die basaltischen Augiie von Schima besitzen ein spez. Gew. = 3·36 und nach Rammelsberg (Pogg. Ann. 1858, **103,** S. 437) die Zusammensetzung: SiO_2 51·12, Al_2O_3 3·38, Fe_2O_3 0·95, FeO 5·45, MnO 2·63, CaO 23·54, MgO 12·82; Summe 99·89. — Die Verwitterung der Augite von Schima dringt auf Sprüngen, die teils der prismatischen Spaltbarkeit folgen, teils regellos verlaufen, von außen nach innen vor. Dabei entstehen als Verwitterungsreste Karbonate und erdige (tonige) Substanzen, die scharf an ganz frischer Augitsubstanz absetzen. — Ägirinaugit, als mikroskopischer Bestandteil vieler Sodalithtephrite und als porphyrischer Ausscheidling in Phonolithen.

Biotit (Meroxen) findet sich als größerer Ausscheidling in manchen Basalten. Große Krystalle (bis 25 *mm* Durchmesser) bildet er im Leuzitbasanit östlich des Friedhofes von Schima. Letztere sind begrenzt von (001) = c, (010) = b und $(1\bar{1}1)$ = m; sie zeigen starken Pleochroismus und einen sehr kleinen Winkel der optischen Achsen. Durchwegs haben sie eine starke magmatische Beeinflussung erfahren, die bereits auf S. 63 u. f. ausführlich beschrieben wurde. Wenn solche veränderte Meroxene dann anwittern, färben sie sich dunkelrot und stellen den „Rubellan" genannten Zustand des Meroxens dar. Beschreibung des Rubellans siehe S. 64.

Außer den größeren Biotiten I. Generation sind in unseren basaltischen Gesteinen noch Biotite einer jüngeren, II. Generation in Form sehr kleiner, 0·01 *mm* bis höchstens 2 *mm* messender Blättchen vorhanden. Diese sind auf den Seiten 35, 47 und 65 beschrieben.

Brauneisen. Als konkretionäre Bildung in verwitterten Basalttuffen und an der Oberfläche verwitterter Basaltkörper in Form von

abgerundeten, braungefärbten, bis 6 *cm* messenden Knollen. Schließen bisweilen Quarzkörnchen ein, die wohl diluvialen Ursprungs sind, z. B. an der Straße von Steben nach Padloschin bei 460 *m* S. H. u. a. a. O.

Calcit ist in den Blasenräumen der Eruptivgesteine des Gebietes ein allgemein verbreitetes Mineral. Schon F. X. Zippe erwähnt von Schima kleine Krystalle (— 2 R) einzeln und in Drusen (Übersicht d. Krystallgestalten d. rhomboëdr. Kalkhaloides. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Klasse, 3. Bd., Wien 1851, 29, 31). Auch P. Groth beschreibt Krystalle (— 2 R) von Sebusein (Min.-Sammlg. d. Univers. Straßburg, 1878). — Am Schieferberge bei Salesel findet er sich in Blasenräumen des Sodalithtephrits in verschiedenen Formen. Kleine, steile Skalenoëder bildet er, wenn er allein im Blasenraum erscheint. In Paragenese mit Zeolithen erscheint er in zwei Generationen: 1. Calcit, plattenförmige Krystalle, vorherrschend o R. 2. Analzim. 3. Natrolith und Mesolith. 4. Thomsonit. 5. Phillipsit. 6. Gismondin. 7. Calcit, Krystalle von $-\frac{1}{2}$R. — Am Morwaner Bache westlich Salesel erscheint Calcit als jüngste Mineralbildung über 1. Phillipsit, 2. Phakalith und 3. Calcit (—2R) auf Kluftflächen im Feldspatbasalte.

Ferner bildet Calcit nicht selten körnige Aggregate, die Spalten in Basalttuffen erfüllen, bei 310 *m* S. H. südlich Qualen mit faserigem Aragonit.

Chabasit findet sich in Blasenräumen basaltischer Gesteine und auch in Hohlräumen von Basalttuffen, z. B. in den Tuffen des Fuchsberges und im schlackigen Feldspatbasalt des Kubatschkaplateaus bei 465 *m* S. H.

Gismondin, bisher nur in Blasenräumen des basaltischen Sodalithtephrits am Schieferberge bei Salesel und hier sehr selten. Gewöhnlich in Paragenesis mit anderen Mineralen in folgender Ausscheidungsfolge: 1. Calcit in Platten, 2. Analzim, 3. Thomsonit, 4. Phillipsit, 5. Gismondin, 6. Calcit ($-\frac{1}{2}$R); selten allein. — Nach A. Schrauf (Zeitschr. f. Kryst. u. Mineral., I, 1877, S. 596) wurde Gismondin bei Salesel zuerst von A. E. Reuss 1872 aufgefunden. G. Seligmann und A. Schrauf lieferten nähere Beschreibungen (Zeitschr. f. Kryst. u. Min., I., 1877, S. 336 und 596).

Der Gismondin vom Schieferberge bei Salesel bildet wasserhelle, bis 8 *mm* große Krystalle, die gewöhnlich die Tracht einer

tetragonalen Pyramide besitzen. In Wirklichkeit bestehen sie aus mehrfach verzwillingten monoklinen Einzelkrystallen. Nach F. Rinne und F. Zambonini besteht die scheinbare Pyramide gewöhnlich aus 4 Einzelindividuen, die sich nach dem Prisma (110) durchkreuzen, so daß sie die Flächen 101, $\bar{1}01$, $\bar{1}0\bar{1}$ und $10\bar{1}$ nach außen kehren. Die Begrenzungsflächen der scheinbaren tetragonalen Pyramide sind demnach durchaus Domenflächen. Die Flächen sind mitunter eben und glatt, häufig aber verbogen, auch gestreift. Die Streifung geht einer der Seiten der scheinbaren Pyramide parallel. — Spaltbarkeit ziemlich vollkommen nach 101.

Die Ebene der optischen Achsen liegt in der Basis der scheinbaren Pyramide. Bei der Aufstellung dieser Form als verwendete tetragonale Pyramide (101) zeigt sich folgende optische Orientierung: $a = \gamma$, $b = \alpha$, $c = \beta$. $\alpha = b$ ist erste (negative) Mittellinie. Nach den Messungen von Dr. M. Goldschlag am Krystallrefraktometer nach Abbé-Pulfrich im Wiener miner.-petrograph. Universitätsinstitute ergaben sich für die Brechungsexponenten des Gismondin von Salesel:

$$\alpha_{na} = 1{\cdot}5308,\ \beta = 1{\cdot}5402,\ \gamma = 1{\cdot}5484. \quad — \quad \begin{aligned} \gamma-\alpha &= 0{\cdot}0176 \\ \gamma-\beta &= 0{\cdot}0082 \\ \beta-\alpha &= 0{\cdot}0094 \end{aligned}$$

Daraus läßt sich $2V = 86^0\ 46'$ berechnen.

Eine chemische Untersuchung des Gismondin von Salesel ist in Vorbereitung. Den neueren Gismondinanalysen von A. Sachs (Zentralbl. f. Min., G. u. P., 1904, 215) und F. Zambonini (N. Jahrb. f. M., G. u. P. 1902, II, 77) wird sich dann eine weitere anreihen.

Gyps in größeren Krystallrosetten im Verwitterungsletten des Kreidemergels westlich des Trabitzeberges.

Hainit. Mikroskopisch kleine Kryställchen im Phonolith des Kletschenberges. Näheres Seite 83 und 84.

Hornblende, basaltische. Als älterer Ausscheidling in Basalten, Leuzitbasaniten und Monchiquiten. Nur in wenigen, besonders günstigen Fällen erhalten (s. Seite 33), in der Regel infolge magmatischen Einflusses umgewandelt in Rhönit, Augit, Magnetit, Plagioklas, Olivin und Glas. Siehe Seite 31, 62 und 67. — Größere Hornblendekrystalle eingebettet im Basalt südwestlich Salesel an der Staatsbahn und am Morwaner Bache westlich Salesel bei 285—290 *m* S. H., im Monchiquit bei 410 *m* S. H. nordöstlich des Staudenberges. Im Basalt am Morwaner Bache westlich Salesel sind sie rings umschlossen von einer

Hülle weißer Karbonate, die sie vom übrigen Gestein trennt. — In zahlreichen Basalten und Leuzitbasaniten tritt basaltische Hornblende noch in einer zweiten, jüngeren Generation auf in Form mikroskopisch kleiner Kryställchen. Siehe Seite 33 und 62.

Hyalith. Ausgebreitete, ganz dünne, farblose Krusten auf den Kluftflächen des Feldspatbasalts an der Südostkante des Plateaus auf der Südseite des Kubatschkaberges, südlich vom Wirtshause bei 440 *m* S. H. — Auch über Mesolith in Blasenräumen des Schlackenbasalts am Fahrwege südlich des Fichtenberges bei 345 *m* S. H. in der Grube, wo „Kies" gewonnen wird, in Form von kleinen, nieren- und traubenförmigen Gebilden. — Endlich in Blasenräumen des Sodalithtephrits vom Alten Berge bei Radzein mit verschiedenen Zeolithen. Siehe Zeophyllit.

Iddingsit siehe Olivin.

Kalktuff. Am Nordrande des Kartenblattes bei 318 *m* S. H. östlich Padloschin am Bache, der nach Wannow (Blatt Aussig) abfließt, tritt hell, fast weiß gefärbter Kalktuff auf, der aus Quellwasser sich abgeschieden hat und dann auch die weiter abwärts, bis 290 *m* S. H. im Bachbett liegenden Basaltblöcke überzieht. Der Tuff ist schwammig-porös, die Porenwände bestehen aus dichtem Kalk.

Leuzit. Mikroskopisch kleine, 0·1 *mm* erreichende kleine Kryställchen in den Leuzitbasaniten, Leuzitbasalten und einigen Sodalithtephriten. Siehe S. 69. — Im Leuzitbasanit des „Schanzels" bei 320 *m* S. H. zwischen Schima und Habrowan vereinigen sich mehrere kleine Leuzitkrystalle zu einem größeren Leuzitfelde, das bis 1 *mm* Durchmesser erreichen kann. Auf der angewitterten Gesteinsbruchfläche treten diese Leuzitfelder schon fürs bloße Auge als vereinzelte, unregelmäßig begrenzte, weiße Flecke hervor. — Auch in den Sodalithtephriten am Schieferberg bei Salesel bei 250 *m* S. H., am alten Wege von Salesel zum Dubitzer Kirchel bei 240 *m* S. H., unter dem Dubitzer Kirchel bei 280 *m* S. H., bei 345 *m* S. H. westlich vom Gr. Schänkerberge, bei 280 *m* S. H. im Roten Graben an der Straße westlich von Suchei, bei 270 *m* westlich Radzein, bei 180 *m* S. H. östlich Zirkowitz, bei 380 *m* südöstlich des Trabitzeberges und im kleinen Schlot bei 330 *m* südwestlich von Kl. Dubitz tritt Leuzit in Form von 2 bis 5 *mm* großen, runden Körpern auf. Sie sind mit kleinen Krystallen von Magnetit und Augit, sowie mit Feldspatleisten gespickt. — $n = 1·509$. — Im ganz frischen Gestein fallen sie makro-

skopisch nicht in die Augen, erst bei der Verwitterung, wobei die Leuzite weiß und erdig-locker werden, treten sie gut hervor. Weiters s. S. 70 und 71.

Limonit s. Brauneisen.

Magnetit s. Seite 38 und 60.

Melilith. Nur in Form mikroskopischer Kryställchen von 0·1—0·15 *mm* Höhe und einem Querdurchmesser bis 0·35 *mm* im Melilith-Nephelinbasalte am Ostrande des Kartenblattes östlich der Buschmühle. Näheres siehe S. 55—56.

Mesolith. Am Fuchsberge südwestlich von Salesel liegt dem Basalttuff ein stromartiger Körper von Feldspatbasalt auf, der mit 35° nach Süden einfällt und eine brecciöse Struktur besitzt. Er schließt größere Basaltbomben ein, die von Klüften umgeben sind, auf deren Wänden sehr verwickelt gebaute Phakolithzwillinge sitzen. Die Phakolithkrystalle sind eingebettet in einen Filz von zarten, nur 0·02—0·03 *mm* dicken Nädelchen, die aus Natrolith und Mesolith in paralleler Verwachsung bestehen. Die Art der Verwachsung ist die gleiche, die schon von R. v. Görgey aus dem Basalte von Friedrichstal bei Bensen beschrieben und abgebildet worden ist (Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., XXVIII, 1909, S. 97). — Am Schieferberge bei Salesel findet sich Mesolith in Blasenräumen des Sodalithtephrits in Form rosenroter Nädelchen. Auch hier ist der Mesolith mit Natrolith parallel verwachsen, der Mesolith umkleidet hier den Fuß von Natrolithprismen. — Langgestreckte, unregelmäßig geformte Blasenräume des schlackigen Feldspatbasalts bei 345 *m* S. H. am Südfuß des Fichtenberges nordnordwestlich Morwan sind mit gelben Faseraggregaten von Mesolith ausgekleidet. Die Fasern besitzen einen mittleren Brechungsexponenten $n \geqq 1{\cdot}50$; Auslöschung schief; $\gamma'(\beta)$ in der Längsrichtung, α' in der Querrichtung der prismatischen Krystalle. $\gamma'(\beta):c = 10^{\circ}, \alpha':a = 11^{\circ}$. — Auf den Faseraggregaten sitzt Hyalith in kleinen, nieren- bis traubenförmigen Gebilden.

Meroxen s. Biotit.

Natrolith. Stufen von großer Schönheit lieferte der Sodalithtephrit des Schieferberges bei Salesel: eigroße, aber auch bis 3 *dm* messende, mit farblosen, haardünnen Natrolithnädelchen ausgekleidete Blasenräume. Seltener finden sich bis 2 *mm* dicke, etwa 1 *cm* lange Prismen mit (110) und (111). — Natrolith in den Blasen-

räumen entweder allein oder mit Mesolith in paralleler Verwachsung. Mesolith ist zum Teil der jüngere Zeolith, zum Teil aber geschah die Bildung beider Minerale fast gleichzeitig. — Natrolithkrystalle von Salesel sind gemessen worden von G. Seligmann und von E. Palla (Zeitschr. f. Kryst. u. Min., I, 1877, S. 338—340 und IX, 1884, S. 386—392). Die beobachteten und gemessenen Formen und die erhaltenen Achsenverhältnisse sind dort nachzusehen. — Ferner beträgt nach E. Palla $2E_\gamma$ $\overset{Li}{89^0 20'}$ $\overset{Na}{89^0 55'}$ $\overset{Tl}{90^0 36'}$. — O. Luedecke fand bei Natrolith von Salesel schiefe Auslöschung von 5⁰—6⁰ (Neues Jahrb. f. M., G. u. P., 1881, II, S. 38). Das würde für monokline Ausbildung sprechen. Wir fanden durchwegs gerade Auslöschung und müssen den Natrolith von Salesel für rhombisch erklären. Möglicherweise lag der Beobachtung von O. Luedecke Mesolith, der in paralleler Verwachsung mit Natrolith auftritt, zugrunde. — Schöne Natrolithstufen umschließt der Alkalibasalt am Morwaner Bache westlich Salesel. Natrolith in Form prismatischer Krystalle, (110) und (111), erfüllt stellenweise allein, stellenweise umwachsen von jüngerem Thomsonit (s. Thomsonit auf S. 123) und auch mit ganz reinem Thomsonit ausgedehnte Spalten in diesem Basaltkörper, so daß diese Minerale förmliche Gänge bilden. Diese gangförmigen Zeolithkörper schwellen zur Mächtigkeit einiger Zentimeter an, verschmälern sich dann wieder, halten eine Hauptrichtung ein, dringen aber auch als feine Adern von der Hauptspalte aus in verschiedenen Richtungen in den Basalt ein, schließen Bruchstücke von Basalt ein und verlieren sich dann. — Natrolithkrystalle, parallel verwachsen mit Mesolith, finden sich in kleinen Klüften des Feldspatbasalts vom Fuchsberge südlich Salesel, wie schon bei Mesolith angeführt worden ist. — Auf den Kluftflächen des Phonoliths vom Kleinen Debus ist auch Natrolith entwickelt, und zwar zum Teil frei auskrystallisiert in Nadeln mit (110) und (111), zum Teil in radialfaserigen weißen, trüben Aggregaten. Letztere füllen mit Thomsonit und milchweißen, weißfaserigen Aggregaten eines noch nicht bestimmten Zeoliths in Form bis 6 *mm* mächtiger, gangförmiger Bildungen die Kluftspalten völlig aus. — Außerdem erfüllt Natrolithspreustein in Form von mikroskopisch feinen, wirrfaserigen Aggregaten die Krystallräume von Sodalithmineralen in den Sodalithphonolithen und Sodalithgauteïten des Gebietes.

Nosean. Stecknadelkopfgroße, häufig zersetzte Krystalle in den Analzim-Sodalithphonolithen vom Kleinen Debusberge, Großen und Kleinen Schänkerberge, Horaberge und westlich des Trabitzeberges.

Olivin. Als älterer Ausscheidling porphyrisch in Form von Krystallen und Körnern in vielen Basalten und in den Leuzitbasaniten. In Form größerer, bis eigroßer, körniger Aggregate im Leuzitbasalte des Großen Debus und in einigen der zahlreichen basaltischen Schlotausfüllungen in der westlichen Umgebung von Praskowitz. — Sehr häufig ist der Olivin entweder nur randlich oder zur Gänze in eines der unter dem Namen „Iddingsit“ zusammengefaßten Minerale umgewandelt. Siehe S. 38.

Opal kleidet als Zersetzungsprodukt nicht selten die Wände kleiner Blasenräume von Feldspatbasalten (z. B. am Bache bei 410 *m* S. H. südöstlich Steben, bei 370 *m* S. H. am Faulen Berge bei Sebusein und an vielen anderen Orten) aus. Über dem Opal sitzen Zeolithe.

Orthoklas. Bis 12 *mm* messende Ausscheidlinge im Phonolith des Gipfels vom Kletschenberge.

Phakolith. Diese bekannte Art der Gattung Chabasit findet sich in bräunlichgelben, 6—10 *mm* großen Zwillingskrystallen auf Klüften des Feldspatbasalts (mit Mesolith und Natrolith) am Fuchsberge südlich Salesel, am Morwaner Bache bei 250 *m* S. H. mit gelben Thomsonitbüscheln, in Blasenräumen des schlackigen Basalts am Kubatschkaplateau westlich des Wirtshauses und endlich in Blasenräumen des schlackigen Basalts am Südfuße des Fichtenberges.

Phillipsit tritt in Blasenräumen des Sodalithtephrits am Schieferberge bei Salesel auf und bildet mit 1. Analzim, 2. Thomsonit als 3. Mineralbildung Hohldrusen. Analzim kleidet den Blasenraum zunächst in der Form eines dichten, krustenartigen Überzuges aus. Nur einzelne größere Krystalle ragen frei in den Hohlraum. Darauf sitzen Thomsonithalbkugeln und Phillipsit, letzterer in verwickelten Zwillingskrystallen, die zu unregelmäßigen Gruppen vereinigt sind. Gruppen zerstreut auf der Analzimkruste mit Thomsonithalbkugeln. Über Phillipsit sitzt in seltenen Fällen 4. Gismondin. Aber auch Einzelkrystalle von Analzim mit Phillipsitaggregaten in der Reihenfolge: 1. Analzim, 2. Phillipsit, 3. Analzim. Phillipsit tritt ferner auf Klüften des Sodalithgauteïts auf, der südlich von Zirkowitz im Basalt an der Nordwestbahn aufsetzt; auch in Blasenräumen des Feldspatbasalts am rechtsseitigen (nördlichen) Gehänge des Ritina-

tales. — Mit Thomsonit, Apophyllit und Zeophyllit in Blasenräumen des Sodalithtephrits vom Alten Berge bei Radzein nach F. Cornu (Mitt. d. Nat. Vereines d. Wiener Universität, V, 1907, S. 53—59). — Ganz kleine, kaum 0·3 *mm* messende Blasenräumchen mancher Basalte und Sodalithtephrite werden bisweilen gänzlich von zierlichen Phillipsit-Verzwilligungen, die erst bei mikroskopischer Beobachtung erkannt werden, erfüllt. Z. B. Feldspatbasalt am Gipfel des Schwarzen Busch, Sodalithtephrit westlich des Schänkerberges, auch an der Straße von Dubitz nach Klein-Dubitz. Schon auf den Seiten 43 und 72 ist hervorgehoben, daß diese Phillipsitaggregate im gewöhnlichen Lichte eine überaus feine Teilung in ein Netzwerk oder in regelmäßige Reihen von abwechselnd farblosen und schwachbräunlich erscheinenden Feldchen zeigen, während sie im polarisierten Lichte dichtgedrängte, verwickelte Verzwilligungen erkennen lassen.

Plagioklas (Labrador). Ausscheidlinge in den tephritischen Phonolithen und in den trachytischen Analzim-Sodalithphonolithen. Siehe S. 81 und 86. — Mikroskopischer Gemengteil der Alkalibasalte, Basanite und Tephrite. Siehe S. 41—42 und S. 69.

Pyrit. Auf manchen Phillipsitstufen vom Schieferberge bei Salesel sind sehr kleine Würfel durch F. Cornu beobachtet worden.

Pyrrhotin. Als Einschluß im Sodalithtephrit des Schieferberges.

Rhönit. Mikroskopischer Gemengteil vieler Basalte, Leuzitbasanite und Tephrite. Sekundär aus basaltischer Hornblende und Biotit infolge magmatischer Beeinflussung entstanden. Siehe S. 39 bis 41 und S. 62—67.

Rubellan. Umgewandelter, lebhaft rot gefärbter Biotit. In Leuzitbasanit bei 360 *m* S. H. südlich Schima am Wege zum Donnersberge Krystalle von 3 *cm* Durchmesser und 1 *cm* Dicke und bei 340 *m* S. H. östlich des Friedhofes von Schima Krystalle von 1·5 *cm* Durchmesser und bis 0·5 *cm* Dicke. Kleinere Krystalle auch im bimssteinartigen Schlackenbasalt nördlich beim Dorfe Padloschin, besonders am Hügel nördlich des Wirtshauses. — Näheres Seite 64—65.

Sodalith. Mikroskopischer Gemengteil in Phonolithen, Sodalithtephriten und Sodalithgauteïten.

Speckstein. Von H. Blum (Die Pseudomorph. d. Mineralreichs, 1843, S. 133) und von A. E. Reuss (Lotos, 2, 1852, S. 9) wird angegeben, daß sich der Rubellan von Schima „in eine rotbraune,

specksteinähnliche Substanz“ verwandle. Bei unseren Aufnahmen ist die Verwandlung von Rubellan in Speckstein nicht beobachtet worden. Wohl aber wurden im Leuzitbasanit südlich Schima, dem Muttergesteine von Rubellan, Pseudomorphosen von rotgefärbtem Speckstein nach Olivin gefunden. Die Angaben von H. Blum und A. E. Reuss sind wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß man früher rote, in Iddingsit verwandelte Olivine auch „Rubellan“ nannte.

Spinell. Durchsichtige, farblose oder blaßbläuliche, 0·02 *mm* große Oktaëder und bis 0·05 *mm* große Körner im Krystallraume eines älteren Meroxens, aus ihm durch Umwandlung hervorgegangen, Leuzitbasanit des Stranaberges westlich Sign. 451 *m*, nordwestlich Zahorz.

Thomsonit. Auf Klüften und in Blasenräumen von Basalten, Basaniten, Tephriten und Phonolithen recht verbreitet. In Blasenräumen des Sodalithtephrits vom Saleseler Schieferberge in farblosen, halbkugeligen, radialfaserigen Aggregaten mit folgender Gesellschaft und nachstehender Bildungsfolge: 1. Calcit, 2. Analzim, 3. Thomsonit, 4. Phillipsit, 5. Gismondin und 6. Calcit. Bisweilen scheint Thomsonit auf Gismondin zu sitzen. — In Blasenräumen des gleichen Gesteins ohne die genannte Gesellschaft mit Natrolith verwachsen als weiße oder lachsfarbige Anhäufungen (F. Cornu, Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil., XXII, S. 375). — Am Fuchsberge südwestlich Salesel auf Klüften von Schlackenbasalt und Basalttuff in der Nähe des Kontaktes mit Feldspatbasalt. — Im Feldspatbasalt am Morwaner Bache westlich Salesel sowohl in Blasenräumen als auch gangförmig auf den Gesteinsklüften in mannigfachen Formen. In den Blasenräumen mit Phillipsit, Analzim und Phakolith in folgenden Bildungsreihen: 1. Analzim, 2. Phakolith, 3. Thomsonit oder 1. Phillipsit, 2. Thomsonit, 3. Phakolith; auch bloß 1. Phakolith, 2. Thomsonit oder umgekehrt 1. Thomsonit und 2. Phakolith. Der Thomsonit der Blasenräume bildet gelbgefärbte, schmale, nach der Fläche von 010 gestreckte Täfelchen, die mit ihren Längsflächen (010) aneinander gewachsen und zu Paketen oder fächerförmigen Gruppen vereinigt sind. Als Begrenzungsflächen der Täfelchen konnten nur 010 und 001 gut erkannt werden, Prismenflächen 110 und die Querfläche 100 sind nur undeutlich entwickelt. Auf den Klüften des genannten Basalts hat Thomsonit verschiedene Ausbildung erfahren, je nachdem er allein oder mit Natrolith zusammen zur Ent-

wicklung gelangte. Überzieht Thomsonit die Kluftflächen allein, so bildet er 2—3 *mm* dicke Krusten, aus denen dicht gedrängt Krystalle frei herausragen. Diese bilden entweder 0·2—0·4 *mm* dicke, unregelmäßig vertikal gestreifte Prismen, oben durch die Basis 001 abgeschlossen. Basisfläche erscheint bisweilen annähernd als Achteck. Oder die freien Krystalle sind tafelförmig nach 010 entwickelt, oben von einem Längsdoma abgeschlossen, in der Prismenzone von 010 und einem undeutlich entwickelten Prisma begrenzt. Mehrere Täfelchen von verschiedener Länge parallel und untereinander nach der Fläche 010 verwachsen.

Tritt gleichzeitig mit Thomsonit auch Natrolith auf, so stellt sich regelmäßig eine gesetzmäßige Verwachsung dieser beiden Minerale ein. Thomsonit bildet auch hier zusammenhängende, bis 8 *mm* dicke, krystallinisch-faserige Krusten, aus welcher tafelförmige, nach der Fläche 010 entwickelte Täfelchen frei herausragen. Die Täfelchen sind begrenzt vom Prisma 110, von der vorherrschenden Längsfläche 010 und am freien Kopfende von gerundeten Längsdomenflächen oder häufiger von der abgerundeten Basisfläche 001. Seitlich an der Fläche 010 oder im Innern dieser Thomsonittäfelchen finden sich Natrolithprismen, begrenzt von 110 und der Pyramide 111, aber ganz verzerrt, so daß ein Flächenpaar des Prisma außerordentlich entwickelt, das andere Flächenpaar sehr verkürzt erscheint. Es entstehen so tafelförmige, fast rechtwinkelige Gestalten, die bei einer Breite von bis 1 *mm* kaum 0·1 *mm* dick sind. Wie die Prismenflächen, so sind auch die Flächen der Pyramide am freien Kopfende der Natrolithe ungleich ausgebildet, die den breiten Prismenflächen anliegenden Pyramidenflächen sind sehr klein oder verschwinden ganz, die den schmalen Prismenflächen anliegenden Pyramidenflächen hingegen entwickeln sich stärker, so daß das freie Kopfende des Krystalls häufig den Eindruck macht, als wären nur zwei Domenflächen vorhanden. (Siehe Fig. 11 und 12.)

Mit der breiten Prismenseite, seltener mit der schmalen, sind die Natrolithkrystalle den Thomsonittäfelchen angewachsen oder Natrolith wird vom Thomsonit teilweise oder vollständig umschlossen. Thomsonith und Natrolith haben die c-Achsen in paralleler Stellung, die a- und b-Achsen des einen sind jedoch um 45^{0} gegen die gleichen Achsen des anderen Minerals gedreht. (Siehe Fig. 13.) Es ist dies die gleiche Art von Verwachsung, die A. Scheit von Jakuben be-

schrieben hat (Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., XXXI, 1912, S. 495 bis 500).

Auch wiederholte Verwachsungen von zwei Phakolithplättchen mit einem zwischenliegenden Natrolithkryställchen oder auch ohne

Fig. 11.

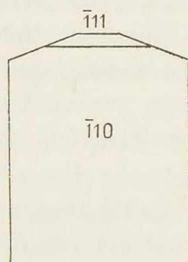


Fig. 12.

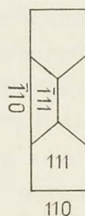


Fig. 11. Natrolith, verzerrt, von der Seite.

Fig. 12. Natrolith, verzerrt; Kopf.

Statt $\bar{1}10$ und 111 lies: $1\bar{1}0$ und 111.

ein solches sind zu beobachten. Durch die letztere Art der Verwachsung entstehen Krystallgruppen von Thomsonit mit hufeisenförmigem Querschnitt. (Siehe Fig. 14.) In der Regel ragen die

Fig. 13.

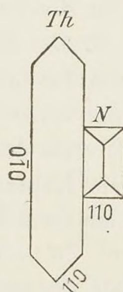


Fig. 14.

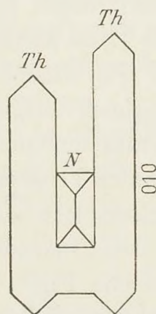


Fig. 13 und Fig. 14.
Thomsonit (Th) regelmäßig verwachsen mit Natrolith (N).

Natrolithkrystalle mit doppelter bis dreifacher Länge aus den kürzeren Thomsonitplatten heraus. — A. Scheit hat (l. c.) am Thomsonit von Jakuben nachfolgende physikalische Größen bestimmt. Weil diese auch für den Thomsonit von Salesel als geltend ange-

nommen werden können und weil sie von den in der Literatur (z. B. Hintze, Handb. d. Min., Rosenbusch, Physiogr.) angegebenen Werten abweichen, so sollen sie hier angeführt werden: Dichte = = 2·389 bei 19° C. — Weicher Glasglanz. — Brechungsexponenten: $\alpha = 1·521$, $\beta = 1·523$, $\gamma = 1·534$. $\beta - \alpha = 0·0022$, $\gamma - \beta = = 0·01092$, $\gamma - \alpha = 0·01318$. Daraus $2\,V\alpha = 49^{\circ}\,12'$. Alle Werte für Na-Licht.

Thomsonit erfüllt im Basalte am Morwaner Bache westlich Salesel auch Klüfte vollständig aus. Er bildet dann gangförmige krystallinisch-faserige, bis zu 10 *mm* mächtige Massen, die nicht selten eckige Bruchstücke von Basalt einschließen. Die umschlossenen Basaltstücke werden wiederum von feinen bis feinsten Thomsonitäderchen durchtrümmert. — Auch im Phonolith des Kleinen Debus tritt Thomsonit in gangförmigen, bis 12 *mm* mächtigen, radialfaserigen Massen auf. Kleine Hohlräume dieser Massen überziehen sich mit feinen Natrolithnadeln. — Der kleine, „Radischken" genannte, 365 *m* S. H. erreichende Körper von Leuzitbasanit nördlich Morwan enthält kleine Blasenräume, deren Wände mit einer dünnen Kruste von Natrolith überzogen sind, auf welcher radialfaserige Anhäufungen von Thomsonitkrystallen aufsitzen, die mit freien Enden in den Raum hineinragen. Die prismatischen Krystalle werden von der Fläche 001 gerade abgeschnitten. — F. Cornu beschreibt Thomsonit vom „Alten Berge" bei Radzein (Mitt. d. Naturw. Vereines a. d. Univers. Wien, V, 1907, S. 57 u. 58). „Auf einer Radzeiner Zeophyllitstufe befindet sich neben Apophyllit- und Phillipsitkrystallen eine Reihe sattelförmiger Krystallaggregate von farblosem Thomsonit. Aus der Überlagerung der einzelnen Minerale der Stufe ergibt sich die nachstehende Sukzession: *a)* Apophyllit, *b)* Thomsonit, *c)* Phillipsit, *d)* Zeophyllit."

Titanit. Größere, honiggelbe Ausscheidlinge im Phonolith am Deblik und gelegentlich in den anderen Phonolithen des Gebietes.

Vivianit. Tiefblauer, dünner, erdiger Überzug auf den Flächen kleiner Blasenräume eines Schlackenbasalts westlich von Praskowitz. Mit Calcit und Thomsonit.

Zeophyllit. In Blasenräumen des basaltischen, leuzitführenden Sodalithtephrits vom Alten Berge bei der Station Radzein halbkugelige, 3—10 *mm* große Aggregate. Von F. Cornu (Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitteil., XXIV, 1905, S. 127—134 und XXV, 1906, S. 518) u. O. B. Böggild (Meddelelser om Grönland, **34.** 1910, S. 121

u. 112) beschrieben. Böggild gibt als gewöhnliche Form, die er auf Seite 112 (l. c.) abbildet, an: Tafelförmige Krystalle mit vorherrschenden Basisflächen und randlichen Prismen-, bezw. Rhomboëderflächen, c {0001}, a {11$\bar{2}$0} und s {02$\bar{2}$1}. Der Winkel zwischen Rhomboëder s {02$\bar{2}$1} und Basis c {0001} beträgt 79° 05'; das Achsenverhältnis a : c = 1 : 2·2451. Aus der Beschreibung von Cornu das Wesentliche wiederholt. Mit Zeophyllit treten folgende Begleitminerale, in der Bildungsfolge angeführt, auf: 1. Hyalith, 2. Apophyllit, 3. Thomsonit, 4. Phillipsit, 5. Zeophyllit, 6. Hyalith. Der letztgenannte Hyalith ist durch Umwandlung des Zeophyllit entstanden, wobei wie bei der „Albinisierung" des Apophyllit neben Kieselsäure auch $CaCO_3$ ausgeschieden wird. — Krystallisiert trigonal; gewöhnlich kugelige Aggregate radial gestellter Blättchen, seltener tafelige, rechtseitige Krystalle, begrenzt von 0001, Prisma und einem Rhomboëder. Spaltbarkeit nach der Basis höchst vollkommen. Farblos, wasserhell. Glasglanz, in dicken Schichten lebhafter Perlmutterglanz. H = 3. Spez. Gew. = 2·75. Im parallelen polarisierten Lichte meist Felderteilung: einachsiges Mittelfeld, zweiachsige Randfelder. Doppelbrechung negativ. ω = 1·559 bis 1·562. Achsendispersion $\rho < \upsilon$. — V. d. Lötrohre sich stark aufblähend und sehr leicht schmelzend zu weißem Email. Im Kölbchen beim Glühen Wasser und Kieselfluorwasserstoff abgebend. In HCl unter Abscheidung flockig-schleimiger Kieselsäure löslich. Zusammensetzung: $Si_3 O_{11} Ca_4 H_4 F_2$. Radzeiner Zeophyllit, analysiert von F. Cornu: SiO_2 38·82, Al_2O_3 2·16, MgO 0·26, CaO 43·44, H_2O 8·56, F 9·48%. O = — 4·21%. Summe = 98·51%. Alkalien wurden nicht bestimmt.

Leider ist der Steinbruch am „Alten Berge" gleich dem Steinbruche bei Großpriesen nicht mehr im Betriebe. Zeophyllit wird zur Zeit an beiden Orten nicht mehr gefunden; dafür sind im böhm. Mittelgebirge zwei neue Fundorte dieses seltenen Minerales, Krebsberg bei Schönpriesen (Blatt Großpriesen) und Ober-Eulau bei Bodenbach (Blatt Rongstock-Bodenbach), in neuerer Zeit bekannt geworden.

Mineral.-petrograph. Institut der Wiener Universität, anfangs Juli 1916.

Tafelerklärung.

Tafel I (Titelbild).

Blick vom Ostrande des Gebietes in südwestlicher Richtung ins Elbtal bei Salesel und über das Basaltplateau westlich Salesel. Im Vordergrunde rechts der Steinhübel, links Sebusein, im Hintergrunde der Kegel des Kletschenberges.

Tafel II.

Fig. 1. Jüngerer Biotitkrystall ragt aus der Grundmasse des Feldspatbasalts in einen angrenzenden Blasenraum, der mit Zeolithen erfüllt ist, herein. (Seite 35.)

Fig. 2. Jüngere Hornblende schließt einen Nephelinkrystall ein. (Seite 47.)

Fig. 3. Im Leuzitbasalt reicht ein jüngerer Biotitkrystall aus der Grundmasse quer über einen kleinen, mit Zeolithen erfüllten Blasenraum bis in die Grundmasse der entgegengesetzten Seite. (Seite 51.)

Tafel III.

Fig. 4. Älterer Biotit, z. T. magmatisch verändert, rings umwachsen von jüngerem Biotit in gleicher Orientierung. Der jüngere Biotit schließt Magnetit, Plagioklas und Leuzit ein. Aus dem Leuzitbasanit des kleinen Schlotes bei 300 *m* S. H. südl. der Straße v. Radzein n. Schima. (Seite 65.)

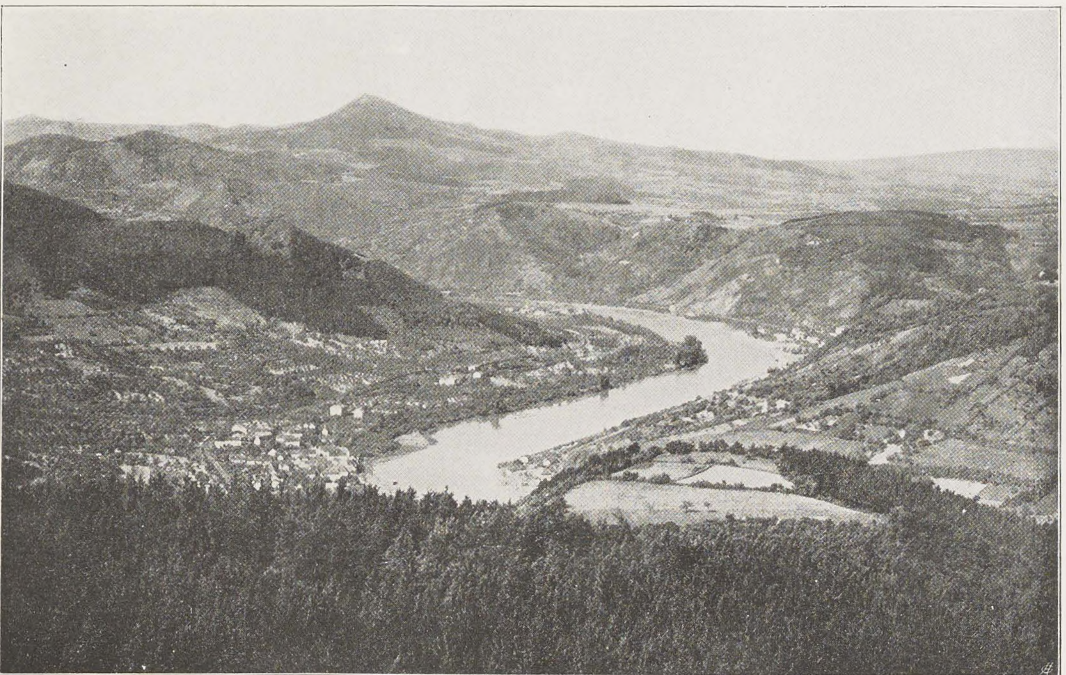
Fig. 5. Teil des Bildes 4 stärker vergrößert. Älterer Biotit (unterster Teil des Bildes), magmatisch verändert, in gleicher Orientierung verwachsen mit jüngerem Biotit (Bildmitte), der Magnetit, Plagioklasleisten und Leuzit einschließt.

Verzeichnis der Textfiguren.

Inhalt.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

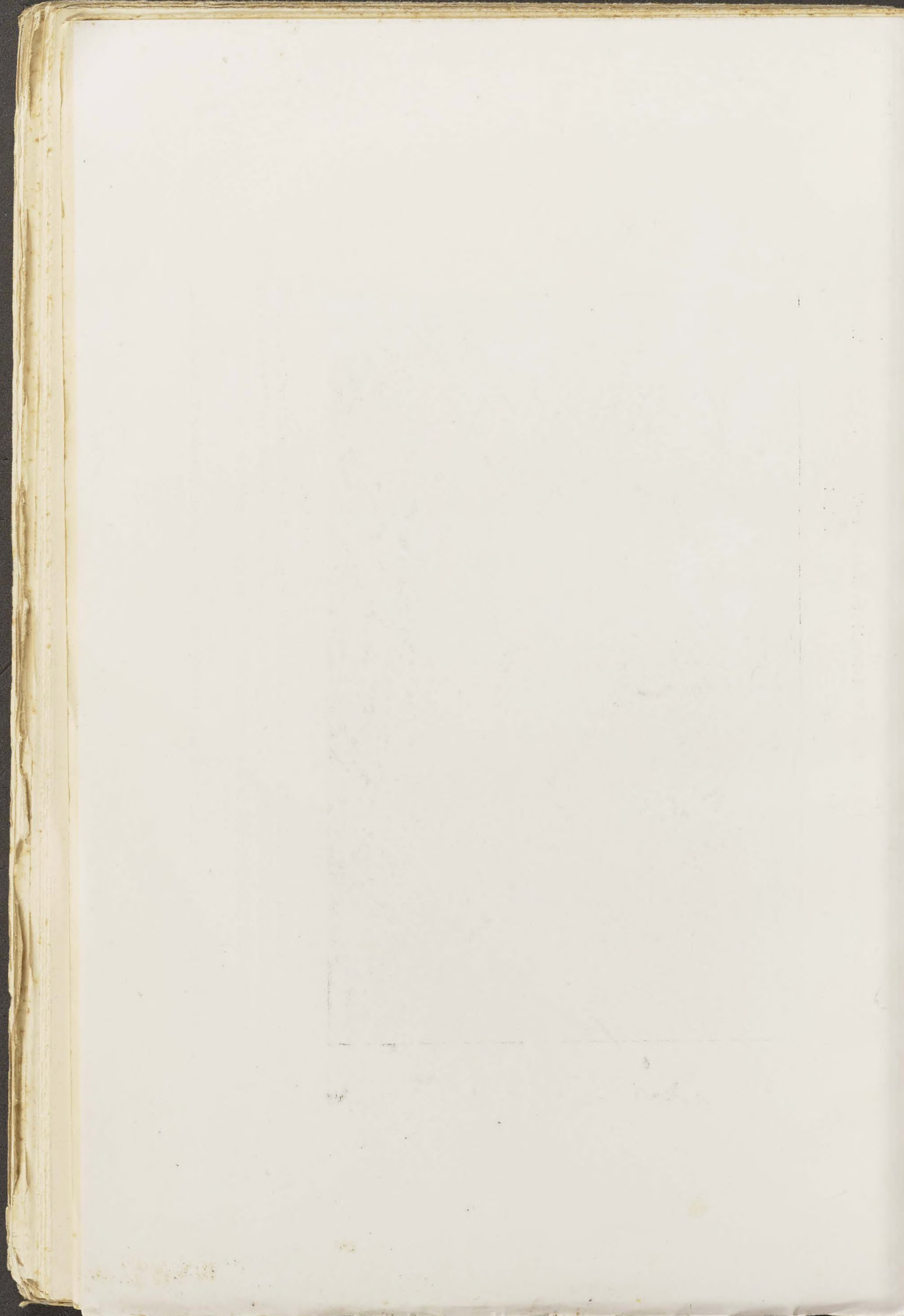
Kubatschka Kletschen-Berg 705 *m* Salesel



Sebusein Steinhübel

Blick von NO nach SW in das Elbtal zwischen Sebusein und Salesel und auf das Plateau südwestl. von Salesel. Im Vordergrunde rechts der Steinhübel, links das Dorf Sebusein, weiter rechts Salesel. Im Hintergrunde der Kegel des Kletschenberges, in den Umrissen zum Teile mit dem Donnersberge sich deckend.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitätsbuchhändler, Buchhändler der Kaiserl. Akademie d. Wissensch. in Wien.



J. E. Hibsch: Geologische Karte des Böhmischen Mittelgebirges. Blatt Salesel.

Taf. II.

Fig. 1

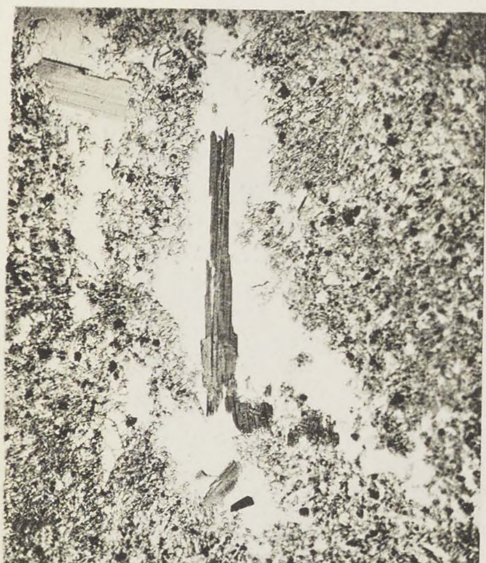


Fig. 2

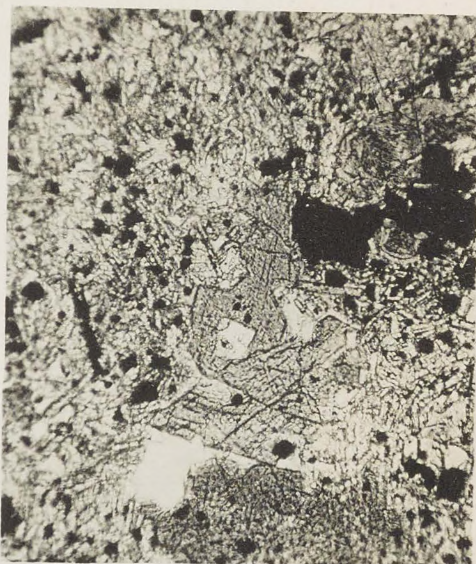
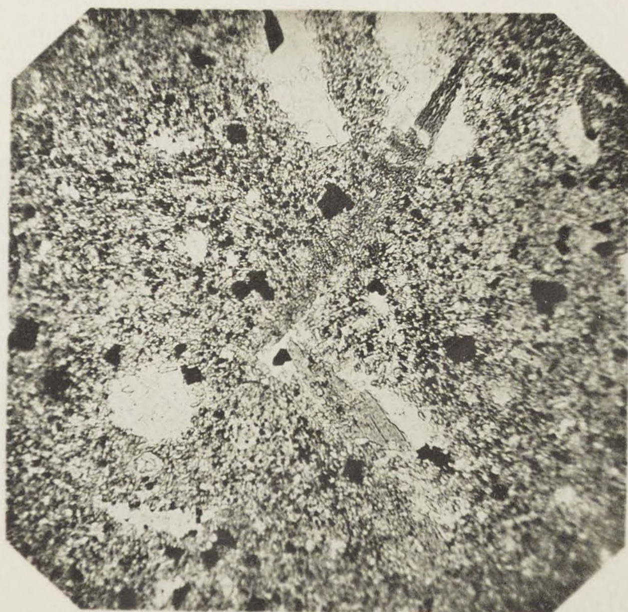


Fig. 3



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitteilungen, Bd. XXXIV, Heft 3—4.
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien.

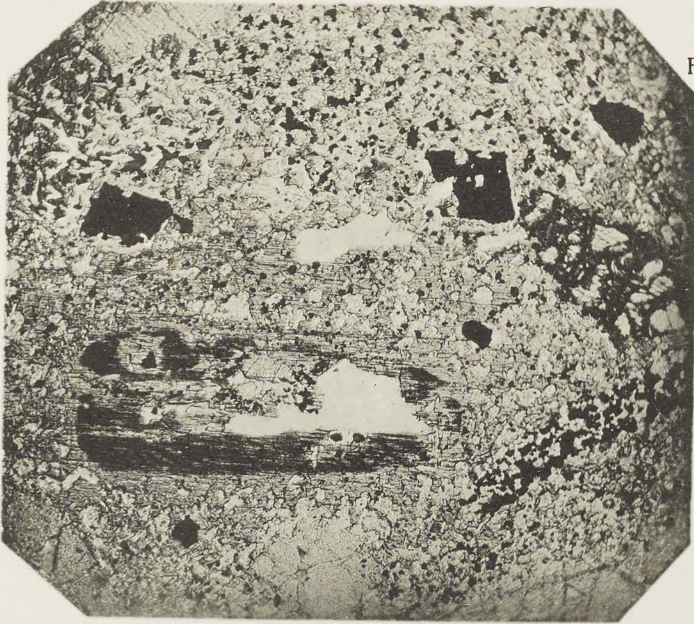


Fig. 4



Fig. 5

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitteilungen, Bd. XXXIV, Heft 3—4.
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.